

Wolken-Strahlungs-Effekte beobachtet mit SEVIRI auf Meteosat Second Generation

Diplomarbeit
von
Timo Hanschmann

MATHEMATISCH - NATURWISSENSCHAFTLICHE FAKULTÄT DER
CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
ERSTELLT AM LEIBNIZ - INSTITUT FÜR MEERESWISSENSCHAFTEN
FORSCHUNGSBEREICH 1
- MARITIME METEOROLOGIE -



IFM-GEOMAR

Leibniz-Institut für Meereswissenschaften
an der Universität Kiel

Kiel, August 2009

Zusammenfassung

Aufgrund räumlich inhomogenen, diabatischen Heizens durch die Sonne erhält die Erde Energie. Gleichzeitig verliert die Erde durch thermische Emission Energie an den Weltraum. Hierdurch entstehen Gradienten die zu großskaligen Bewegungen und Verteilung von Energie führen. Diese Bewegung findet im Ozean und in der Atmosphäre statt und wird allgemein als Globale Zirkulation bezeichnet. Jedoch spielen für die Energiebilanz der Erde, neben Einstrahlung minus Ausstrahlung, auch andere Faktoren eine wichtige Rolle. Eisflächen bewirken durch den sogenannten Eis-Albedo-Feedback eine Abkühlung der Erde. Wasserdampf, CO₂ und andere Treibhausgase führen durch Absorption und Reemission der thermischen Ausstrahlung der Erde zu einer Erwärmung derer. Wolken, also kondensierter Wasserdampf, haben aber einen viel größeren Effekt.

Wolken wirken wegen ihrer hohen Albedo abkühlend auf die Erdoberflächentemperatur. Auf der anderen Seite wirken sie aber auch erwärmend, weil Wolken mit einer niedrigeren Temperatur ins Weltall strahlen als der Boden und gleichzeitig diesem wieder Energie zukommen lassen durch Emission an ihrer Unterkante. Das Problem besteht darin zu wissen welcher dieser beiden Effekte überwiegt. Dies soll im Rahmen dieser Arbeit anhand von konvektiven Wolken untersucht werden. Die Wolken werden alle vom Oberrand der Atmosphäre betrachtet. Dies bringt den Vorteil, dass die Energiebilanz des Systems Erde/Atmosphäre dort geschlossen ist, und man zwischen Energiegewinn und -verlust unterscheiden kann.

In Kapitel 2 und 4 werden die physikalischen Grundlagen für alle weiteren Analysen kurz vorgestellt und der Wolkenstrahlungseffekt wird definiert, der den Einfluss der Wolken auf die Energiebilanz der Erde ausdrückt. Ebenfalls wird das hier benutzte Instrument auf dem Satelliten Meteosat Second Generation erläutert. In Kapitel 5 werden zwei Verfahren beschrieben um Wolken zu verfolgen. Es gibt zum einen die Möglichkeit Wolken per Hand zu verfolgen oder aber mittels eines automatischen Verfahrens. Die Verfolgung ist nötig, da es Sinn macht nicht nur die Istzustand zu bestimmen, sondern ebenfalls die Entwicklung während des gesamten Wolkenlebenszykluses zu betrachten. In Kapitel 6, 7 und 8 wird der Wolkenstrahlungseffekt von 15 verfolgten Wolken als zeitliche Entwicklung und auch als zeitliches und räumliches Mittel vorgestellt: fünf Wolken im Mai 2008, fünf Wolken im August 2008 und fünf Wolken im Januar 2009.

Der Wolkenstrahlungseffekt wird mit Ergebnissen aus früheren Arbeiten verglichen und es wird gezeigt, dass einzelne Wolken erhebliche Abweichungen zu den Werten aus den früheren Arbeiten, die zeitliche und räumliche Mittel angeben, zeigen. Auch wird gezeigt dass der Wolkenlebenszyklus einen deutlichen Einfluss auf den Wolkenstrahlungseffekt von Wolken hat. Vor allem bei Wolken, die weniger als einen Tag existieren, überwiegt meist der thermische Anteil. In Kapitel 8 wird gezeigt, dass die Nutzung eines automatischen Wolkenverfolgungsalgorithmus zu diversen Fehlern führt.

Abstract

The earth receives energy from the sun's inhomogeneous diabatic heating. At the same time the earth loses energy via thermal emission to space. The resulting energy distribution creates gradients in the ocean and the atmosphere, leading to global general circulation. However it is too simple to characterize the energy budget of the earth as simply incoming radiation minus outgoing radiation. Ice covered areas cause a cooling of the earth due to the Ice-Albedo-Feedback. Water vapour, carbon dioxide, and other greenhouse gases lead to a heating of the earth due to absorption and reemission of thermal radiation. A larger effect of water vapour is the formation of clouds through condensation.

One effect of clouds is to reduce Earth's surface temperature through the reflection of solar radiation. A second effect of clouds is to increase the surface temperature by absorbing thermal radiation, which prevents the loss of this energy to space. The clouds then reemit the energy in proportion to their skin temperature in all directions, providing an additional heat source to the earth's surface. It is difficult to determine which effect is dominant. This will be examined in this study using top of the atmosphere observations of convective clouds. Measuring at the top of atmosphere allows warming effects to be clearly distinguished from cooling effects.

The background information for radiative transfer and cloud radiative effects are described in chapter 2 and 4. These chapters outline the impact of clouds on the energy budget. Also, the instrument utilized on board Meteosat Second Generation is described. In chapter 5, two methods will be introduced for cloud tracking. One method is to mark the clouds manually at each timestep. The second method employs automatic tracking. Cloud tracking is important for both measuring the current state of the cloud and examining its complete life cycle and evolution. Results are presented in chapter 6, 7, and 8. Five clouds in May 2008, five clouds in August 2008, and 5 clouds in January 2009 were tracked and analysed. The last five clouds in January were used to compare the manual and automatic tracking method to determine the viability of automatic cloud tracking.

The computed cloud radiative effect found in this study will be compared to results from previous studies. Differences between single clouds and temporal and spatial mean values will be determined. Also, the influence of the cloud lifecycle on the cloud radiative effect is shown. For example, clouds with a lifetime shorter than one day are found to have a dominant thermal effect. The diverse errors resulting from the use of the automatic tracking method are illustrated in chapter 8.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	i
Abstract	iii
1 Einleitung	1
1.1 Motivation	1
1.2 Strahlungsbilanz der Erde	2
1.3 Wolkenstrahlungsbilanz	4
1.4 Überblick über bisherige Arbeiten	6
1.5 Ziel dieser Arbeit	7
2 Grundlagen	9
2.1 Einleitung	9
2.2 Strahlungstransport	9
2.2.1 Elektromagnetische Strahlung	9
2.2.2 Das Planck'sche Strahlungs-Gesetz	10
2.2.3 Das Kirchhoffsche Gesetz	12
2.2.4 Stefan-Boltzman-Gesetz	12
2.2.5 Wien'sches Verschiebungsgesetz	12
2.2.6 Die Absorptionsbanden und -frequenzen	13
2.2.7 Strahlungsflussdichte	13
2.2.8 Strahldichte	13
2.2.9 Die Strahlungstransportgleichung	15
2.2.10 Das Beer-Bouguer-Lambert Gesetz	16
2.2.11 Die Optische Dicke	16
2.2.12 Statistik	17
2.3 Der Wolkenstrahlungseffekt	17
2.4 Einleitung	17
2.4.1 Der Wolkenstrahlungseffekt	18
2.4.1.1 Kurzwelliger Wolkenstrahlungseffekt	19
2.4.1.2 Langwelliger Wolkenstrahlungseffekt	20
2.4.1.3 Netto Effekt	21

2.4.2	Probleme bei der Erkundung des Wolkenstrahlungseffektes vom Satelliten aus	21
3	Geschichte der Strahlungsbilanzbestimmung	23
3.1	Einleitung	23
3.2	Earth Radiation Budget Experiment (ERBE)	23
3.2.1	Bedeutung für diese Arbeit	27
3.3	Clouds and Earth Radiant Energy System (CERES)	27
3.3.1	Bedeutung für diese Arbeit	30
3.4	Meteosat Second Generation (MSG)	30
4	Meteosat Second Generation	31
4.1	Einleitung	31
4.2	Was ist MSG ?	31
4.2.1	Was ist SEVIRI ?	32
4.2.1.1	Die solaren Kanäle	33
4.2.1.2	Der Grenzkanal zwischen dem solaren und dem thermischen Spektralbereich bei $3.9\mu\text{m}$	34
4.2.1.3	Wasserdampfabsorptionskanäle	35
4.2.1.4	Die infraroten Fensterkanäle	36
4.2.1.5	Die infraroten Absorptionskanäle	38
4.2.1.6	Der hochaufgelöste Kanal 12	38
4.2.1.7	Farbkomposite im sichtbaren und infraroten Spektralbereich	40
4.2.2	Was ist GERBE ?	40
4.3	Ableitung der einzelnen Parameter	41
4.3.1	Optische Dicke	41
4.3.2	Wolkenmaske	42
4.3.3	Breitbandige Strahlungsflüsse	43
4.3.3.1	Umrechnung von schmalbandigen in breitbandige Strahl- dichten (engl. Narrow-to-broadband conversion)	44
4.3.3.2	„Radiance-to-Flux“-Konvertierung	45
4.3.4	Berechnung der solaren Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre	46
4.3.5	Helligkeitstemperatur	47
5	Wolkenverfolgung	49
5.1	Einleitung	49
5.2	Überblick bisheriger Arbeiten zum Thema Wolken- und Luftmassenver- folgung	49
5.3	Manuelles Verfahren	50
5.3.1	Einleitung	50
5.3.2	Verfahren	50

5.4	Automatisiertes Verfahren	52
5.4.1	Einführung	52
5.4.2	Die Theorie	52
5.4.3	Wolkenerkennung	53
5.4.4	Verfahren der Wolkenverfolgung	54
5.5	Vorteile und Nachteile	55
5.6	Bewertung	55
6	Strahlungsbilanz konvektiver Wolken	57
6.1	Einleitung	57
6.2	Beschreibung der Wolke	58
6.2.1	Validierung der unterschiedlichen Kriterien zur Erkennung der bewölkten Pixel	61
6.3	Bewertung des Wolkenstrahlungseffektes	61
7	Die Strahlungseigenschaften verschiedener Wolken mit manueller Wolkenverfolgung	65
7.1	Einleitung	65
7.2	Die Ergebnisse aus dem Mai 2008	65
7.2.1	Darstellung der Wolken	65
7.2.2	Strahlungseigenschaften	66
7.2.3	Bewertung und Diskussion	74
7.3	Die Ergebnisse aus dem August 2008	74
7.3.1	Darstellung der Wolken	75
7.3.2	Strahlungseigenschaften	77
7.3.3	Bewertung und Diskussion	81
7.4	Bewertung der Ergebnisse	82
7.5	Exemplarischer Wolkenlebenszyklus	83
7.6	Fehlerbetrachtung	86
8	Die Strahlungseigenschaften verschiedener Wolken mit automatischer Wolkenverfolgung	91
8.1	Einleitung	91
8.2	Erläuterung der Randbedingung zur automatischen Wolkenbestimmung .	91
8.3	Ergebnisse aus Januar 2009	92
8.4	Vergleich der beiden Verfahren	101
9	Schlussbetrachtung und Ausblick	103
9.1	Schlussbetrachtung	103
9.2	Ausblick	105
	Appendix	i
	A Abkürzungen	i

B	Abbildungen	iii
B.1	Mai 2008	iii
B.2	August 2008	vi
B.3	Szenen für das ADM	ix
Literatur		xxv
Danksagung		xxix
Erklärung		xxxi

Kapitel 1

Einleitung

1.1 Motivation

Das Ziel der Meteorologie ist vor allem, ein Verständnis für die Atmosphäre zu entwickeln. Sowohl seine Dynamik als auch einzelne Prozesse, wie die Wolkenbildung, die Wirkung von Aerosolen auf die Energiebilanz und somit auf die Temperatur sind von großem Interesse. Neben dem Verständnis der Physik der Atmosphäre ist ebenfalls ein Ziel, die Anwendung der Erkenntnisse um mit Hilfe von Modellen das Wetter vorherzusagen, um Unwetter vorhersehen zu können und sowohl Sach- also auch Menschenschäden vorbeugen zu können. Allerdings ist die Atmosphäre ein äußerst komplexes System. Es ist nicht möglich die exakte Entwicklung des Atmosphärenzustandes vorherzusagen, da die Atmosphäre auf minimale Abweichungen der Anfangsbedingungen sehr sensitiv reagiert (siehe Lorenz (1963)). Die flächendeckende Bestimmung von Temperatur, Feuchte, Luftdruck und anderen Parametern sowohl horizontal als auch vertikal ist hierbei sehr wichtig. Ein weiteres Problem sind die zeitlichen und räumlichen Skalen, die von turbulenten Flüssen im Millimeterbereich bis zu Tiefdruckgebieten mit einem Ausmaß von mehreren 1000 km reichen. Dies ist in Abbildung 1.5 schematisch angedeutet. Man muss also zahlreiche Vorgänge parametrisieren und um die Fehler möglichst gering zu halten, muss man die zu parametrisierenden Vorgänge zuerst möglichst gut verstehen.

Vor allem Wolken sind ein Teil der Atmosphäre, der noch nicht zufriedenstellend verstanden ist. Insbesondere deren Verhalten und Interaktion mit Strahlung ist ein sehr interessantes Thema und ist somit die Motivation für diese Arbeit. Die Daten für die Studie kommen alle von dem Satelliten Meteosat Second Generation (MSG). Die Arbeit mit Satelliten hat viele Vorteile. Zum einen ist es die einzige Möglichkeit die Energie-Flüsse am Oberrand der Atmosphäre zu messen. Aber Satelliten sind auch wichtig um das globale Messnetz zu vervollständigen. Gerade über Ozeanflächen gibt es kaum Messungen der Bodentemperatur oder atmosphärische Profile. Hier wird das Messnetz durch Satellitendaten ergänzt.

Es ist mit einer genügend hohen räumlichen Auflösung und zeitlichen Auflösung möglich die Atmosphäre und auch den Boden vom Satelliten zu analysieren, und zwar unabhängig von Wetterbedingungen, welche eine bodengestützte Messung beeinflussen. Vor

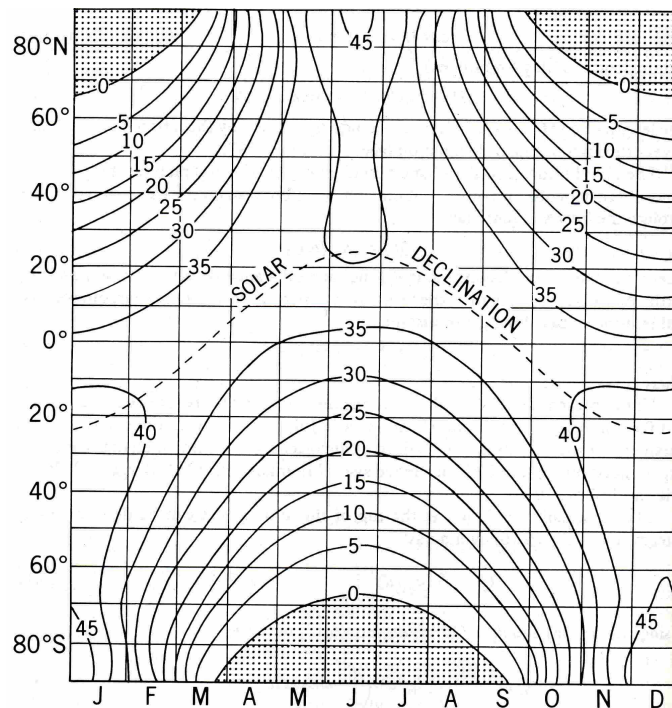


Abbildung 1.1: Das Bild zeigt die solare Einstrahlung in Abhängigkeit von der geografischen Breite und der Jahreszeit [aus Peixoto und Oort (1992)]

allen auf dem Ozean existieren wegen der erhöhten Gefahr in Unwettern weniger In situ Messungen von extremen Wetterereignissen am Boden und in der unteren Troposphäre.

1.2 Strahlungsbilanz der Erde

Die einzige externe Energiequelle der Erde, und somit auch der Atmosphäre, ist die Sonne. Wegen der zur Bahnebene geneigte Rotationsachse wandert der Sonnen-Zenith Punkt auf der Oberfläche mit einem Jahresgang zwischen 23.5 Grad Nord und 23.5 Grad Süd, dem nördlichen- und südlichen Wendekreis.

Dies ist auch in Abbildung 1.1 dargestellt, in der die solare Einstrahlung als Funktion der Jahreszeit und der geografischen Breite sowie die meridionalen Unterschiede mit deren Jahresgang gezeigt sind.

Durch diesen Jahresgang und durch die unterschiedliche solare Einstrahlung, die von der geografischen Breite abhängig ist, also von dem maximalen Sonnenzenithwinkel, gibt es Regionen auf der Erde, die mehr Energie erhalten als andere. Aufgrund dieser unterschiedlichen Einstrahlung ergibt sich eine Wasserdampfverteilung. Luftmassen in den Tropen können mehr Wasserdampf aufnehmen als Luftmassen in polaren Regionen. Hierdurch entsteht ein meridionaler Unterschied des Treibhauseffektes. Dies führt zu einer Erwärmung in den Tropen und einer Abkühlung in den polaren Regionen und es entstehen dazwischen Gradienten, die die globale Zirkulation in der Atmosphäre und in dem Ozean antreiben. In Abbildung 1.3 ist diese Zirkulation in der Atmosphäre schema-

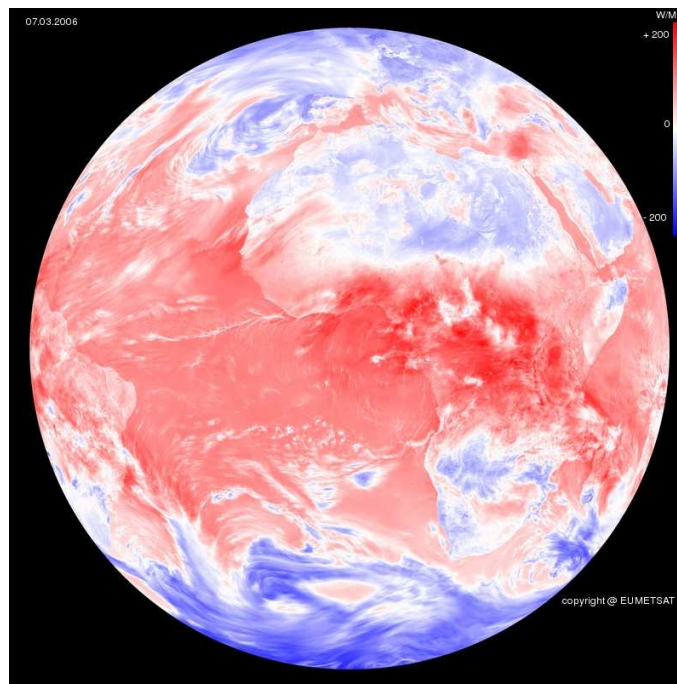


Abbildung 1.2: MSG-Bild der Netto-Energiebilanz am 07. März 2006. (NettoFluss=Einfallende Solarstrahlung - reflektierte Solarstrahlung - thermische Ausstrahlung)

tische gezeigt. Wir haben in den Tropen eine positive Strahlungsbilanz; d.h. es wird mehr Energie in das System gesteckt als es verliert. Auf der anderen Seite haben wir in den polaren Gebieten eine negative Strahlungsbilanz, da die Erde dort wenig Energie erhält als sie verliert: In den Wintermonaten erhält sie gar keine Energie, und verliert somit ständig Energie. In Abbildung 1.2 ist die Energiebilanz, solare Einstrahlung minus reflektierte Solarstrahlung minus thermische Ausstrahlung, am Oberrand der Atmosphäre über den 7. März 2006 gemittelt dargestellt. Blau ist hierbei der Energieverlust und rot Energiegewinn. Neben dem meridionalen Unterschied zeigt die Abbildung ebenfalls Regionen, die kühlend wirken. Dies sind vor allem Wüsten, die eine hohe Reflektivität haben und eine hohe thermische Ausstrahlung, aber auch Teile von Tiefdruckgebieten. Ebenso kann man Land- und Ozeanflächen unterscheiden, da sich die Albedo des Ozeans erheblich von der des Landes unterscheidet. Dies ist besonders gut im Mittelmeer zu sehen, aber auch an der Brasilianischen und der Afrikanischen Küste. Zudem erkennt man in dem Bereich der Innertropischen Konvergenzzone, dass es Regionen gibt, in denen den Energiebilanz ausgeglichen ist. Dies ist auf eine niedrige thermische Ausstrahlung durch hochreichende Bewölkung und hohe reflektierte Solarstrahlung durch eine hohe Albedo zurückzuführen. Allerdings sind auch kleinere Strukturen zu erkennen, die größtenteils auf Wolken zurückzuführen sind.

Aufgrund des zweiten Hauptsatzes der Thermodynamik neigen Gradienten in der Energieverteilung dazu sich zu reduzieren, es muss einen Energietransport von den Tropen zu den Polen geben. Dieser Transport ist in zwei Zellen gegliedert. Zum einen der Hadley-

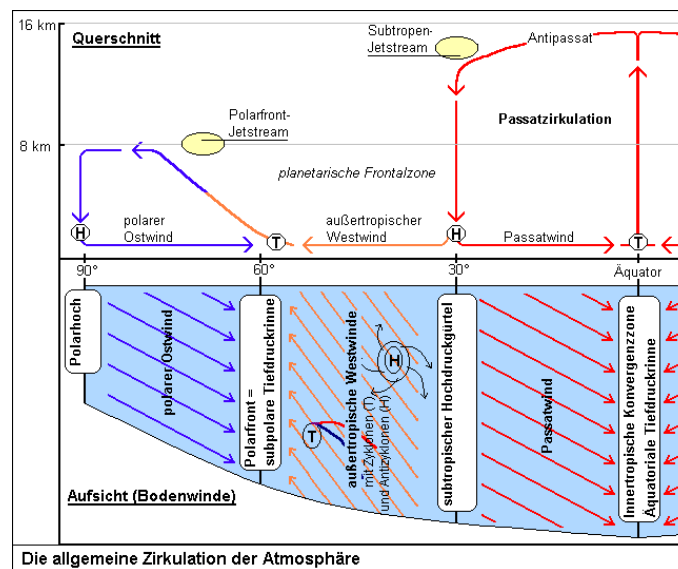


Abbildung 1.3: Das Bild zeigt die generelle globale Zirkulation. Oben im Querschnitt und unten in einer Aufsicht. [Quelle: www.klima-der-erde.de]

Zelle, die einen Großteil der Energie vom Äquator nach Norden und Süden transportiert. Sie ist eine thermisch direkte Zelle, das bedeutet die Zirkulation in ihr ist lediglich durch thermische Prozesse angetrieben. Daran grenzt der Bereich der Westwindzone an, die nicht direkt durch thermische Prozesse die Energie nach Norden und Süden transportiert, sondern den Energietransport zu den Polen durch turbulenten Transport organisiert. Dieser turbulente Transport ist nichts anderes als die Tiefdrucksysteme, die hinter ihrer Warmfront die warme Luft nach Norden transportieren und hinter ihrer Kaltfront die kalte Luft nach Süden. Hieran knüpft sich in den polaren Gebieten wieder eine thermisch direkte Zelle an mit großskaligen Absinkbewegungen am Pol und dann am Boden ein Südwardtransport der kalten Luft.

1.3 Wolkenstrahlungsbilanz

Der Wolkenstrahlungseffekt bezeichnet den Effekt von Wolken auf die Energiebilanz der Atmosphäre. Es wird die Differenz zwischen der gemessenen Energiebilanz und der Energiebilanz im unbewölkten Fall betrachtet. Sie ist insofern ein wichtiger Parameter, da man immer noch nicht genau weiß, wie Wolken genau auf die Strahlungsbilanz der Erde und der Atmosphäre wirken. Will man den Wolkenstrahlungseffekt einzelner Wolken bestimmen, so muss man zunächst in der Lage sein, eine einzelne Wolke zu sehen und sie von der Umgebung unterscheiden zu können. In Abbildung 1.5 sind die zeitliche und räumliche Skala von Wolken gezeigt. Die Abbildung zeigt, dass für konvektive Wolken eine gewisse räumliche Auflösung nötig ist. Gerade diese Wolken sind interessant, weil sie äußerst inhomogen sind und somit schwer in globalen Modellen wiedergegeben

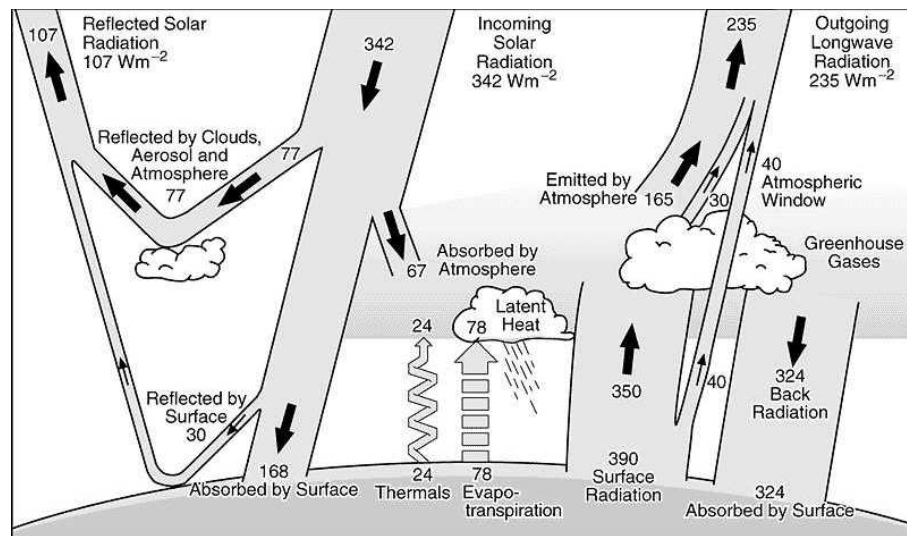


Abbildung 1.4: Das Bild zeigt schematisch die Energiebilanz der Erde [aus Kiehl und Trenberth (1997)].

werden können. Außerdem fördern sie die vertikale Durchmischung der Luftsäule. Die räumliche Auflösung ist hier nicht das einzige Problem. Man benötigt zudem eine gute zeitliche Auflösung von unter einem Tag, für einzelne Gewitterwolken sogar unter einer Stunde, um Aussagen über deren Entwicklung machen zu können. Diese hohe zeitliche Auflösung ist nur mit geostationären Satelliten zu erreichen, welche wegen ihrer großen Entfernung zur Erdoberfläche wiederum eine reduzierte räumliche Auflösung haben. Aber auch hier ist eine Auflösung von weniger als 10 km fast unumgänglich um die Wolke auch horizontal auflösen zu können.

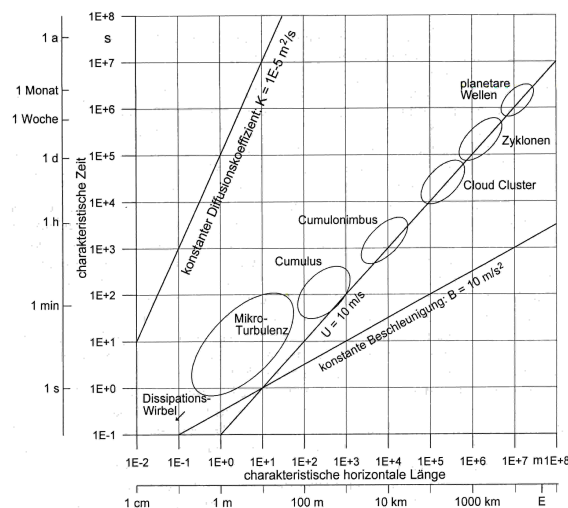


Abbildung 1.5: Das Bild zeigt die räumlichen und zeitlichen Skalen von Vorgängen und Wolken in der Atmosphäre [aus Kraus (2000)].

Abbildung 1.4 zeigt schematisch die Energiebilanz der Erde und der Atmosphäre. Die einfallende Solarstrahlung wird zum einen durch die Erdoberfläche, aber auch durch Wolken und Aerosole, reflektiert und an das Weltall abgegeben. Dieser Anteil steht dem System Erde-Atmosphäre also nicht zur Verfügung. Parallel emittiert die Erdoberfläche Energie im Thermischen, die entweder ins Weltall verloren geht oder wiederum von der Atmosphäre durch Wolken oder Gase, wie Kohlendioxid und Wasserdampf (Treibhausgase) wieder absorbiert werden. Diese emittieren ebenfalls wieder mit ihrer Temperatur in alle Richtungen. Dies ist im Prinzip der Treibhauseffekt, der eine ganz normale „Heizung“ für die Erde ist, die ansonsten eine niedrigere Temperatur am Boden haben würde. Es ist also auch aus der Bilanz her ersichtlich, dass Wolken einen großen Effekt auf die Energiebilanz der Erde haben. Geschlossen wird die Energiebilanz am Boden durch die relativ kleinen, aber sehr wichtigen, Turbulenten Flüsse, dem latenten und sensiblen Wärmefluss. Nimmt man noch Verdunstung und Niederschlag hinzu, hat man nicht nur die Energiebilanz geschlossen, sondern auch die Materiebilanz ist nahezu geschlossen. Zu einer geschlossenen Materiebilanz würden lediglich die Flüsse von Kohlendioxid oder anderer chemischer Verbindungen fehlen.

All diese Gründe erschweren die Untersuchung einzelner Wolken und machen deren Untersuchung gleichzeitig so interessant und wichtig, denn das Verständnis des Wirkens von Wolken ist für deren Wirkung auf andere Prozesse sehr wichtig.

1.4 Überblick über bisherige Arbeiten

Bereits Haar und Suomi (1969) haben das erste Mal die Strahlungsbilanz der Erde global über mehr als ein Jahr betrachtet. Es wurde festgestellt, dass die Albedo und auch die thermisch Ausstrahlung nicht homogen verteilt sind, sondern durchaus meridionale und zonale Unterschiede aufweisen. Bereits in dieser frühen Arbeit ist festgestellt worden, dass der Einfluss von Bewölkung sehr unterschiedlich sein kann.

Der Einfluss von Wolken ist Thema von einer Reihe weiterer Arbeiten, welche sich unter anderem auf Daten des *Earth Radiation Budget Experiment* stützen. Hier sei vor allem der Artikel von Ramanathan et al. (1989) genannt. In diesem Artikel geht es vorrangig um den Effekt von Wolken auf die Energiebilanz und auf die regionalen Unterschiede. Trotz der recht groben räumlichen Auflösung zeigen die Daten bereits deutlich die unterschiedlichen Eigenschaften der verschiedenen Regionen. Dies sind die Tropen, in denen die Wolken strahlungsneutral wirken, und auch die abkühlende Wirkung von Wolken in den mittleren Breiten. Hierzu sind noch diverse weitere Artikel geschrieben worden, die sich unter anderem auf bestimmte Regionen beziehen. Ein interessanter Artikel ist von Futyan et al. (2004). Sie untersucht die Aufhebung des kurzwelligen und des langwelligen Wolkenstrahlungseffektes im Bereich der Tropen.

Ein weiterer Schritt ist durch Klüser (2006) im Rahmen seiner Diplomarbeit gemacht worden. Hier wurde der Wolkenstrahlungseffekt einer Wolke mit Hilfe des geostationären Satelliten MSG-8 bestimmt. Der Unterschied zu den vorherigen Arbeiten ist, dass hier

eine Wolke einzeln beobachtet worden ist. Wogegen bisher lediglich ein räumliches und zeitliches Mittel betrachtet worden ist.

1.5 Ziel dieser Arbeit

Diese Arbeit soll die oben beschriebene Entwicklung fortsetzen und den Wolkenstrahlungseffekt einzelner Wolken untersuchen. Insbesondere soll hier auf den Wolkenlebenszyklus eingegangen werden. Vor allem soll gezeigt werden, dass der Wolkenstrahlungseffekt einzelner Wolken nicht immer mit den zeitlichen Mittelwerten bestimmter Regionen übereinstimmt.

Kapitel 2

Grundlagen

2.1 Einleitung

In diesem Kapitel wird eine Einführung in die wichtigsten Gesetze gegeben, auf welchen die meteorologischen und physikalischen Betrachtungen im Folgenden aufbauen. Anschließend wird der Wolkenstrahlungseffektes formal definiert und dessen Interpretation vorgestellt.

2.2 Strahlungstransport

2.2.1 Elektromagnetische Strahlung

Strahlung	Wellenlänge [μm]	Frequenz [cm^{-1}]
Gamma-Strahlung	$10^{-9} - 10^{-7}$	$10^{12} - 10^{10}$
Röntgen-Strahlung	$10^{-7} - 0.01$	$10^{10} - 10^6$
UV-Strahlung	$0.01 - 0.4$	$10^6 - 4 \cdot 10^4$
Sichtbare Strahlung	$0.4 - 0.8$	$4 \cdot 10^4 - 10^4$
Infrarot-Strahlung	$0.8 - 500$	$10^4 - 50$
Mikrowellen-Strahlung	$500 - 10^6$	$50 - 0.01$
Radio-Strahlung	$10^6 - 10^9$	$0.01 - 10^{-4}$

Tabelle 2.1: Frequenzübersicht des elektromagnetischen Spektrums

Man teilt die elektromagnetische Strahlung verschiedene Frequenzbereiche oder auch Wellenlängenbereiche ein (siehe Tabelle 2.1). Die langen elektromagnetischen Wellen nennt man allgemein *langwellige Strahlung*. Die längsten befinden sich im Radiowellenbereich und haben Wellenlängen bis zu 100 m Länge. Kürzere Wellen mit bis zu einem Zentimeter Länge nennt man Mikrowellen.

Den Frequenzbereich der Wellen mit Wellenlängen um 4 bis 100 μm bezeichnet man auch als thermische Strahlung. Es ist der Bereich, in dem die Erde hauptsächlich mit ihrer Temperatur zwischen 250 K und 320 K Energie emittiert. Unterhalb von 4 μm Wellenlänge

spricht man von dem *solaren Spektrum* oder auch von *kurzwelliger Strahlung*. Diese unterteilt sich wiederum in infrarote Strahlung von 4 μm bis zu 800 nm, sichtbare Strahlung von 800 nm bis zu 420 nm und daran angrenzend die ultra-violette Strahlung von 420 nm bis zu 250 nm Wellenlänge. Strahlung mit kürzerer Wellenlänge ist die Röntgenstrahlung bis zu 0.1 nm und die Gammastrahlung mit noch kürzeren Wellenlängen.

2.2.2 Das Planck'sche Strahlungs-Gesetz

Jeder Körper absorbiert und emittiert elektromagnetische Strahlung. Man nennt den theoretischen Körper, der 100% der auf ihn treffenden Strahlung reflektiert, also weder transmittiert noch absorbiert, einen *Weißten Körper*. Schnee oder eine Wolke sind typische Beispiele für hierfür im sichtbaren Spektralbereich. Im thermischen ist Messing nahezu ein *Weißer Körper*. Das Gegenteil hierzu ist der *Schwarze Körper*, welcher 100% der auf ihn treffenden Strahlung absorbiert. Hierfür ist wiederum der Schnee ein gutes Beispiel, diesmal aber im Bereich thermischer Strahlung. Die meisten üblichen Gegenstände verhalten sich im thermischen Bereich wie *Schwarze Körper*. Es ist aber hier nochmals drauf hinzuweisen, dass es weder einen idealen *Weißten Körper*, noch einen idealen *Schwarzen Körper* gibt.

Das komplette von einem schwarzen Körper emittierte Energiespektrum wird durch die Planck'sche Strahlungs-Gesetz beschrieben. Es gibt für jede Wellenlänge die Strahlungsflussdichte an, die ein Körper einer bestimmten Temperatur emittiert.

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5(e^{hc/k_B\lambda T} - 1)} \quad (2.1)$$

Man kann die Formel auch umschreiben, sodass sie von der Frequenz anhängig ist:

$$B_{\nu}(T) = \frac{2h\nu^3}{c^2(e^{h\nu/k_B T} - 1)} \quad (2.2)$$

Die Symbole bedeuten:

- B_{λ} : Strahlungsflussdichte pro Wellenlänge
- λ : Wellenlänge
- c : Vakuumlichtgeschwindigkeit
- h : Plancksches Wirkungsquantum
- k_B : Boltzmannkonstante
- T : Temperatur in Kelvin

Abbildung 2.1 zeigt die Planck'sche Strahlungskurve für verschiedene Funktionen. Auf der Y-Achse ist die Energie gezeigt, die pro Wellenlänge aus einem Raumwinkelement emittiert wird. Es ist hier schon zu erkennen, dass Körper mit höheren Temperaturen

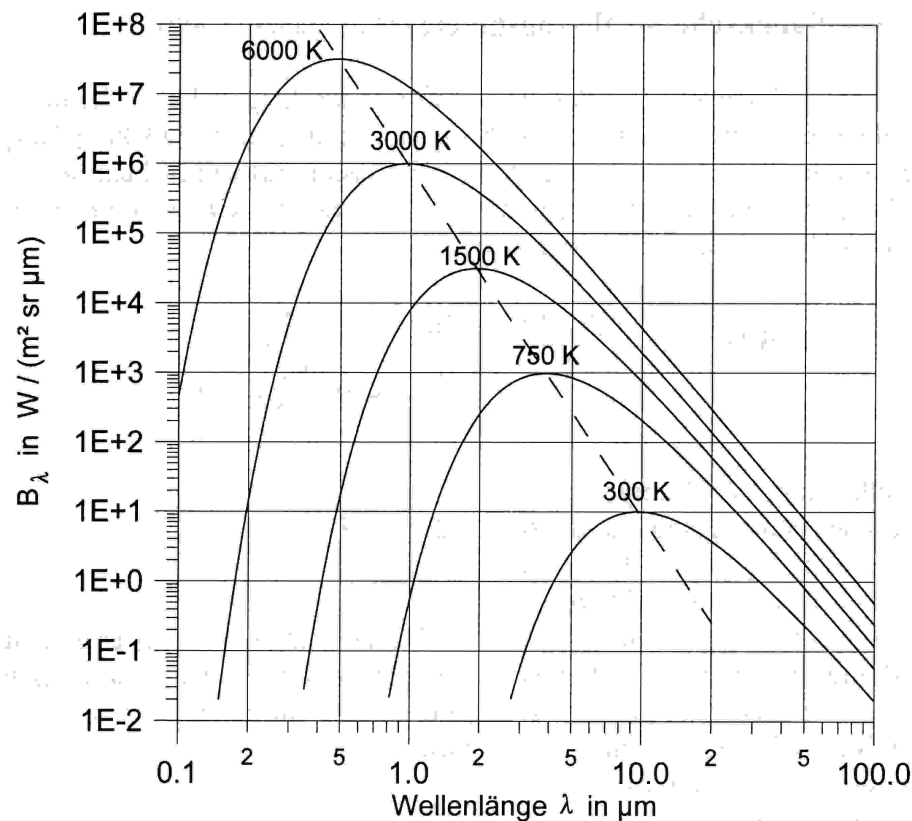


Abbildung 2.1: Die Max-Planck Strahlungs Funktion für verschiedene Temperaturen. [aus Kraus (2000)]

mehr Energie bei niedrigeren Wellenlängen emittieren.

Bevor Max Planck 1903 dieses Gesetz entdeckt hat gab es zwei Approximationen, die heute als Spezialfälle bekannt sind. Die erste ist die Rayleigh-Jeans-Approximation,

$$B_{\lambda} = \frac{2ck_B}{\lambda^4}T, \quad (2.3)$$

die jedoch ein Problem aufgeworfen hat: Wenn die Wellenlänge kürzer wird, wird der Quotient $\frac{2ck_B}{\lambda^4}$ schnell größer. Es kommt zur sogenannten Ultra-Violett-Katastrophe. Die zweite ist das Wiensche Strahlungs-Gesetz, ein empirischer Versuch von Wilhelm Wien, aufgestellt 1896:

$$B_{\lambda} = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 e^{\frac{hc}{\lambda T k_B}}}. \quad (2.4)$$

Es liefert zwar ein Strahlungsmaximum, aber falsche Werte im langwelligen Spektralbereich.

2.2.3 Das Kirchhoffsche Gesetz

Wie bereits in Kapitel 2.2.2 angedeutet, ist nicht jeder Körper ein perfekter Schwarzer oder Weißer Körper. Wenn elektromagnetische Strahlung auf ein Medium oder einen Körper trifft, kann es zu drei Vorgängen kommen. Zum einen kann die Strahlung reflektiert (R) werden, sie kann absorbiert (A) werden oder sie wird transmittiert (T), also hindurchgelassen. Es muss immer gelten:

$$1 = R + A + T. \quad (2.5)$$

Wenn ein Körper im lokalen thermodynamischen Gleichgewicht mit seiner Umgebung ist, dann absorbiert er exakt so viel Strahlung, wie er auch emittiert, aus einer Richtung (θ, ϕ) und in einer Wellenlänge λ . Das bedeutet

$$\alpha_\lambda(\theta, \phi) = \epsilon_\lambda(\theta, \phi), \quad (2.6)$$

wobei α_λ die Absorptivität darstellt und ϵ_λ die Emissivität.

2.2.4 Stefan-Boltzman-Gesetz

Das Stefan-Boltzman-Gesetz setzt die Temperatur eines Körpers mit seiner in den Halbraum emittierte Strahlung in Beziehung:

$$F = \epsilon \sigma T^4 \quad (2.7)$$

Wobei F die Strahlungsflussdichte in $\frac{W}{m^2}$ ist. ϵ die Emissivität des betrachteten Körpers oder Mediums. σ ist die Stefan-Boltzmann-Konstante ($\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \frac{W}{m^2 K^4}$). Physikalisch gesehen bedeutet dies, dass die Planck-Funktion (Gleichung 2.1) über alle Wellenlängen und über alle Raumwinkelemente $\Delta\Omega$ integriert und mit der Emissivität multipliziert wird.

2.2.5 Wien'sches Verschiebungsgesetz

Die Planck-Funktion gibt für jede Temperatur eine Wellenlänge an, bei welcher ein Körper die meiste Energie emittiert. Das Wiensche Verschiebungsgesetz beschreibt, wie sich die Wellenlänge dieses Maximum in Abhängigkeit von der Temperatur verschiebt:

$$\lambda_{\max} = \frac{k_W}{T} \quad (2.8)$$

Hierbei ist T die Temperatur in Kelvin, λ_{\max} ist die Wellenlänge, bei der die Planck-Funktion ein Maximum hat und k_W ist die *Wiensche Konstante*

$$k_W = 2897 \mu m K$$

Ein Schwarzer Körper mit einer Temperatur von 6000K, wie die der Sonnenoberfläche, strahlt das Maximum bei $\lambda_{\max} = 0.48\mu\text{m}$ ab. Ein Schwarzer Körper mit einer Temperatur von 200K-300K, wie die der Atmosphäre, bei $\lambda_{\max} = 9.6 - 14.4\mu\text{m}$. Die kosmische Hintergrundstrahlung mit einer Temperatur von 2.7 K hat ihr Maximum bei $\lambda_{\max} = 1072\mu\text{m}$, also im Mikrowellenbereich (siehe auch Abbildung 2.1)

2.2.6 Die Absorptionsbanden und -frequenzen

Strahlung, die die Erdatmosphäre durchdringt, verliert bzw. gewinnt Energie durch Absorption an und Emission von Gasen und Körpern. Hierfür typische Gase sind Kohlendioxid (CO_2), Ozon (O_3) und Wasserdampf (H_2O). Jedes Atom und Molekül absorbiert Energie bei bestimmten Frequenzen. Wassertropfen hingegen sind "feste Körper" und absorbieren und emittieren Energie in einem kontinuierlichen Spektrum. Für die kurzwellige Strahlung liegt im sichtbaren Bereich zum Beispiel ein Fenster, die unbewölkte Atmosphäre ist hier nahezu durchsichtig. Wasser und Eiswolken sind im sichtbaren Bereich allerdings nicht transparent. Im Thermischen gibt es einen weiteren „Fensterbereich“ bei einer Wellenlänge von ca. $10\mu\text{m}$. Wie in Kapitel 2.2.3 beschrieben, ist ein Gas bei einer bestimmten Frequenz oder Wellenlänge sowohl absorbierend als auch emittierend.

Abbildung 2.2 zeigt die Absorption der Atmosphäre in dem Spektralbereich von 1 bis $15\mu\text{m}$. Für diese Arbeit sind vor allem die Gase O_3 , CO_2 und H_2O sowie das komplette Spektrum von Interesse. Das in Kapitel 4 beschriebene Instrument SEVIRI misst in schmalbandigen Wellenlängenbereichen, in welche die hier gezeigten Absorptionslinien fallen.

2.2.7 Strahlungsflussdichte

Die spektrale Strahlungsflussdichte gibt die totale Energie pro Einheitsfläche an, die in Form von elektromagnetischer Strahlung einer Wellenlänge in einer bestimmten Zeit transportiert wird, $[\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}]$. Sie kann aber auch für ein bestimmtes Wellenlängenintervall gelten, zum Beispiel die Solarstrahlung.

Die Strahlungsflussdichte F ist definiert als

$$F(\lambda_1, \lambda_2) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F_{\lambda} d\lambda. \quad (2.9)$$

2.2.8 Strahldichte

Die spektrale Strahldichte L beschreibt die Strahlung einer Wellenlänge, die in ein bestimmtes Raumwinkelement gestrahlt wird, also Energie pro Einheitsfläche, Raumwinkel und Wellenlänge. Durch Integration über alle Wellenlängen $\lambda \in [0, \infty]$ oder ein bestimmtes Wellenlängenintervall $\Delta\lambda$ erhält man die **breitbandige Strahldichte**

$$L = \int_{\lambda_0}^{\Delta} L_{\lambda} d\lambda. \quad (2.10)$$

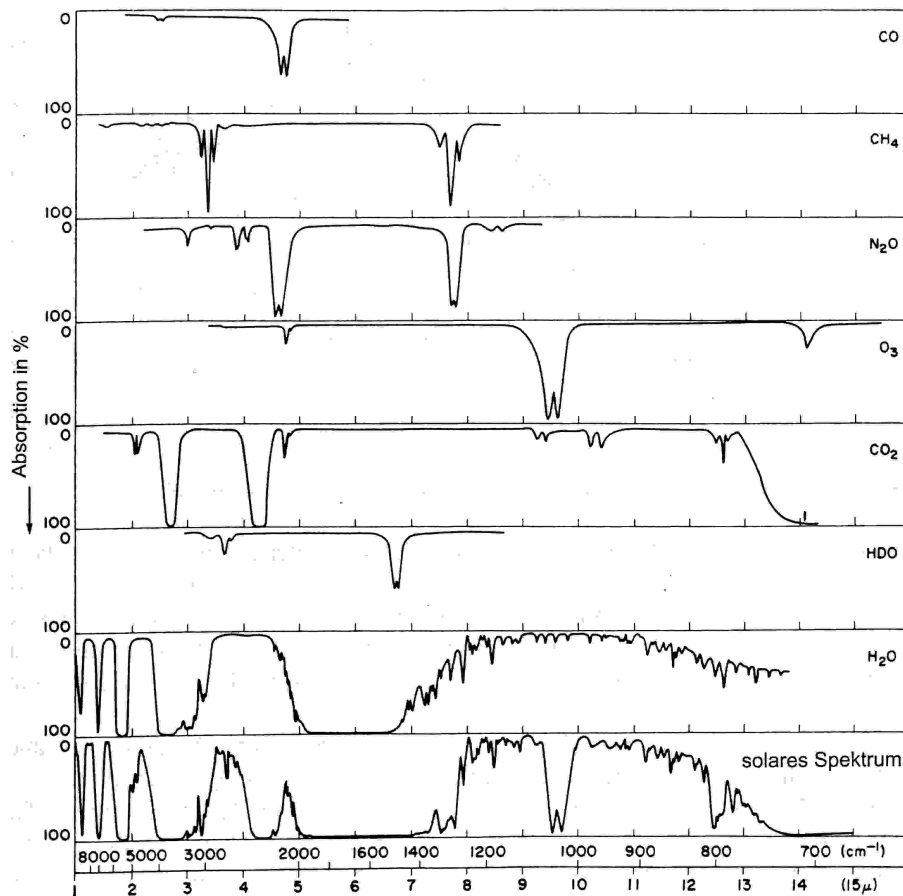


Abbildung 2.2: Das Bild zeigt die Absorptionsspektren der einzelnen Gase sowie der gesamten Atmosphäre(unten) [aus Kraus (2000)].

In der Meteorologie werden oft die Spektralbereiche der solaren („sw“) und der thermischen („lw“) Strahlung unterschieden, was zu folgenden breitbandigen Strahldichten führt:

$$L_{\text{sw}} = \int_0^{4\mu\text{m}} L_{\lambda} d\lambda, \quad (2.11)$$

$$L_{\text{lw}} = \int_{4\mu\text{m}}^{\infty} L_{\lambda} d\lambda. \quad (2.12)$$

Die Wellenlänge von $4 \mu\text{m}$ ist nicht die exakte Grenze zwischen der thermischen Strahlung der Erdatmosphäre und der solaren Strahlung. Es gibt ein schmales Wellenlängenintervall, in dem sich beide Kurven überlappen.

Dies wird auch in Abbildung 2.3 deutlich. Hier sind die Planck-Funktion für die Sonne im Abstand Sonne-Erde und die Erde gezeigt. In der Mitte, bei $4 \mu\text{m}$, ist zu erkennen, dass sich beide Kurven überschneiden. Auf die Bedeutung wird in Kapitel 4.2.1 genauer eingegangen. Ebenfalls lässt sich hierüber die Strahlungsflussdichte definieren. Sie ist die

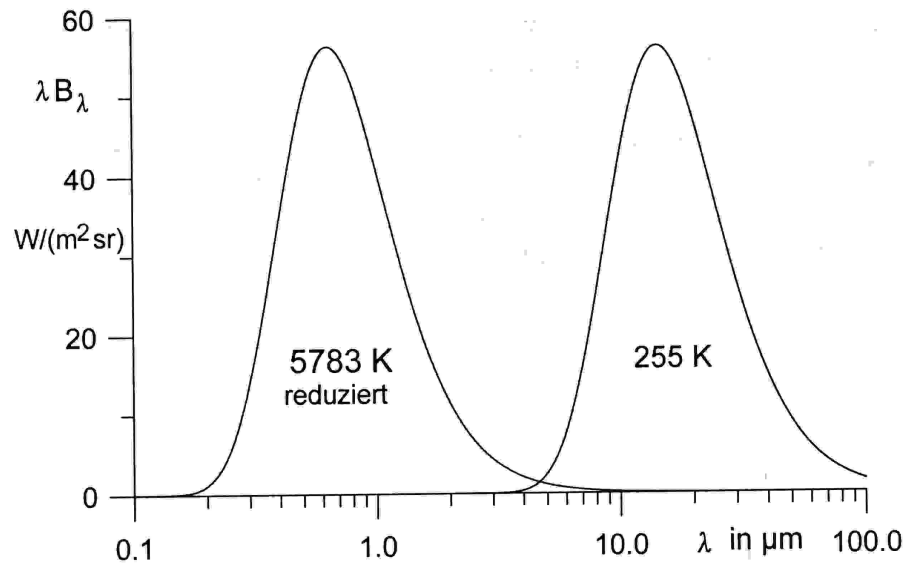


Abbildung 2.3: Das Bild zeigt die normierte Planck-Kurve für die Sonne (5783K) und die Erde (255K) [aus Kraus (2000)].

Strahldichte über den halben Raum integriert

$$F = \int_{\Omega} L \, d\Omega = \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} L \cos(\theta) \sin(\theta) \, d\phi \, d\theta \quad (2.13)$$

2.2.9 Die Strahlungstransportgleichung

Die Strahlungstransportgleichung beschreibt die Änderung der Strahldichte durch eine Atmosphärenschicht. Die Formel besteht aus folgenden Termen:

$$\frac{dL_\lambda}{ds} = A + B + C + D, \quad (2.14)$$

mit

- $\frac{dL_\lambda}{ds}$ = Änderung der spektralen Strahldichte entlang des Weges s .
- A = Strahlung, die von Materie absorbiert werden kann
- B = Strahlung, die in andere Richtung gestreut werden kann
- C = Strahlung, die emittiert werden kann
- D = Strahlung, die aus anderen Richtungen in die Richtung s hineingestreut werden kann.

Formal lautet die komplette Strahlungstransportgleichung:

$$\begin{aligned} \frac{dL_\lambda}{ds} = & -\kappa_a(\lambda)L_\lambda(\theta, \phi) - \kappa_s(\lambda)L_\lambda(\theta, \phi) + \kappa_a(\lambda)B_\lambda(T) + \\ & \frac{\kappa_s(\lambda)}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi L_\lambda(\theta', \phi') P(\theta, \phi, \theta', \phi') \sin(\theta') \, d\theta' \, d\phi'. \end{aligned} \quad (2.15)$$

κ_s steht in der obigen Gleichung für den Streukoeffizienten und κ_a für den Absorptionskoeffizienten. Beide können auch gemeinsam durch den Extinktionskoeffizienten, die Summe beider Koeffizienten, betrachtet werden. In der Strahlungstransportgleichung (Gl. 2.15) spiegeln sich die oben genannten Terme (Gleichung 2.14) in gleicher Reihenfolge wieder. Dabei ist vor allem der letzte Term, der beschreibt wie viele Photonen in den Lichtstrahl aus der Umgebung hineingestreut werden, äußerst schwer zu bestimmen. Der letzte Term besteht vor allem aus der Streufunktion P . Sie gibt an, wie das Streuverhalten von Partikeln oder Molekülen ist. Eine häufig genutzte Funktion ist die Henyey-Greenstein Phasenfunktion.

2.2.10 Das Beer-Bouguer-Lambert Gesetz

Das Beer-Bouguer-Lambert Gesetz, oft auch nur als das Beer'sche Gesetz bezeichnet, ist eine Vereinfachung der Strahlungstransportgleichung (2.15). Es beschreibt den Lichtstrahl, der einzig durch Absorption und Streuung geschwächt wird. Hierzu ist die Extinktion, also die Summe aus Absorption und Streuung, zu definieren:

$$\kappa_\lambda = \kappa_a + \kappa_s \quad (2.16)$$

Der Massenextinktionskoeffizient κ_λ besitzt eine Wellenlängenabhängigkeit. Sowohl die Streuung κ_s als auch die Absorption κ_a , zum Beispiel durch Wasserdampf, findet nur bei bestimmten Wellenlängen statt. Das Bouguer-Lambert-Beer Gesetz lautet also:

$$dL_\lambda = -\kappa_\lambda L_\lambda \rho ds, \quad (2.17)$$

mit ρ als Abhängigkeit von der Dichte des Mediums oder in integraler Form von s_0 bis s_1 integriert:

$$L_\lambda(s_1) = L_\lambda(s_0) \exp \left[- \int_{s_0}^{s_1} \kappa_\lambda \rho ds \right]. \quad (2.18)$$

Hiermit kann bei bekannter Extinktion der Strahlungstransport durch eine Schicht bestimmt werden.

2.2.11 Die Optische Dicke

Die Optische Dicke ist ein Maß für die Trübung der Atmosphäre. Eine Optische Dicke von 0 entspricht einer völlig klaren Atmosphäre. Bei wolkenfreiem Himmel ist die Optische Dicke meist deutlich unter 1. Sehr hohe Werte erhält man bei Cumulonimbus-Wolken mit Werten von bis zu 100.

Formal ist die optische Dicke folgendermaßen definiert:

$$\tau(z_1, z_2) = \int_{z_1}^{z_2} \kappa_e(z) \rho dz, \quad (2.19)$$

wobei κ_e der Massenextinktionskoeffizient ist, also die Summe aus Streu- und Absorptionskoeffizient.

2.2.12 Statistik

Hier soll kurz die in dieser Arbeit verwendete Statistik vorgestellt werden. Eine genauere Beschreibung ist in v. Storch und Zwiers (1999) gegeben. Sehr wichtige statistische Hilfsmittel sind Mittelwert, Standardabweichung und Korrelation. Der Mittelwert repräsentiert eine Zahlenmenge und liegt in dem Intervall $\bar{x} \in [x_{\min}, x_{\max}]$. Er gibt, wie der Name schon sagt, an, welchen Wert die Zahlenmenge im Mittel hat. Formal errechnet sich der Mittelwert durch:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^n x_n . \quad (2.20)$$

Allerdings findet man in einer Zahlenmenge, zum Beispiel in einer Zeitreihe, noch mehr Informationen, die man bei der alleinigen Betrachtung des Mittelwerts vernachlässigt. Dies sind die Varianz, die Schiefe (Skewness) oder die Kurtosis. Hier soll allerdings nur die Varianz vorgestellt werden. Sie gibt an, in welchem Maß sich die Daten um den Mittelwert streuen und definiert sich als:

$$\text{VAR}(x) = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^n (x_n - \bar{x})^2 . \quad (2.21)$$

In dieser Arbeit wird die Standardabweichung σ betrachtet, welche sich durch $\sigma^2(x) = \text{VAR}(x)$ ausdrücken lässt.

Wenn man bei zwei Zeitreihen einen linearen Zusammenhang vermutet, so kann man den Zusammenhang mit Hilfe der Korrelation berechnen und über den Korrelationskoeffizienten ausdrücken. Die Korrelation ρ berechnet sich mit:

$$\rho = \frac{\sigma_{XY}}{\sigma_X \sigma_Y} . \quad (2.22)$$

Hierbei sind σ_X und σ_Y die Standardabweichungen der jeweiligen Zahlenmenge X und Y . σ_{XY} ist die Kovarianz, $\sigma_{XY} = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})$. (Bronstein et al. (2001))

Wichtig für die Anwendung der Korrelationsrechnung ist, dass die Zahlenmengen normal verteilt sind.

2.3 Der Wolkenstrahlungseffekt

2.4 Einleitung

In diesem Kapitel wird der sogenannte Strahlungseffekt¹ von Wolken beschrieben. Dieser Effekt ist vor allem im Hinblick auf die Rolle von Wolken in der Energiebilanz der Erde sehr wichtig. Wolken können in ihrer Form und ihrem Verhalten sowohl vertikal als auch horizontal sehr inhomogen sein. Gerade konvektive Wolkensysteme verhalten sich im Falle der lokalen Energiebilanz äußerst inhomogen, aufgrund ihrer unterschiedlichen

¹Der Effekt wird oftmals auch als „Antrieb“ (engl.: forcing) bezeichnet.

thermischen Ausstrahlung am Oberrand und auch ihrer inhomogenen Optischen Dicke und der damit verbundenen inhomogenen Reflexion der solaren Strahlung. Ähnliches gilt auch an deren unteren Grenze. Im Folgenden wird der Wolkenstrahlungseffekt definiert, und er wird auf die Problematik bei seiner Erfassung vom Satelliten eingegangen.

2.4.1 Der Wolkenstrahlungseffekt

Der Wolkenstrahlungseffekt (CRE) ist als die Differenz der Strahlungsbilanz der Atmosphäre zwischen dem gemessenen Atmosphärenzustand (im folgenden *allsky* genannt) und dem wolkenfreien Fall (im folgenden *clear* genannt) definiert. In der satellitengestützten Fernerkundung ist die Betrachtung bewölkter Pixel nicht ohne Weiteres möglich, da die räumliche Auflösung gröber ist als die der meisten Wolken. Man muss also davon ausgehen, dass jedes Pixel, auch wenn es unbewölkt zu sein scheint, Informationen einer Wolke enthalten kann ². Dieser Effekt wird in 5.3.2 und in Koren et al. (2008) genauer erläutert.

Im folgenden wird der Wolkenstrahlungseffekt hergeleitet. Es werde zuvor noch einige Abkürzungen definiert. Diese stehen für die einzelnen Komponenten des Strahlungshaushaltes der Atmosphäre. In Abbildung 1.4 sind die Komponenten gezeigt.

- DSR = *Downwelling Shortwave Radiation* - Die einfallende Solarstrahlung
- DLR = *Downwelling Longwave Radiation* - Die Kosmische Hintergrundstrahlung von 2.7 K, thermischer Anteil der solaren Strahlung
- OSR = *Outgoing Shortwave Radiation* - nach oben gerichtete reflektierte Solarstrahlung
- OLR = *Outgoing Longwave Radiation* - nach oben gerichtete emittierte thermische Strahlung
- TOA = *Top Of Atmosphere* - Am Oberrand der Atmosphäre gemessen
- S = *Surface* - Am Boden gemessen.

Die Energiebilanz einer bestimmten Schicht in der Atmosphäre ist definiert als:

$$\text{Netto Bilanz} = (\text{DSR} + \text{DLR}) - (\text{OSR} + \text{OLR})$$

Der Wolkenstrahlungseffekt ist wie oben definiert der Unterschied zwischen „allsky“ und „clearsky“. Anstatt der Energiebilanz einer Schicht muss die Differenz der Energiebilanz zweier Atmosphärenzustände betrachtet werden:

$$\text{CRE} = \text{Netto Bilanz}_{\text{allsky}} - \text{Netto Bilanz}_{\text{cloudy}}$$

Für die Bestimmung des Wolkenstrahlungseffektes der Atmosphäre wird die Differenz zweier Schichten betrachtet, die des Bodens und die des Oberrandes der Atmosphäre:

²In der Literatur werden diese Wolken oft als „Sub-Pixel-Clouds“ bezeichnet.

$$CRE_{\text{Atmosphäre}} = CRE_{\text{TOA}} - CRE_S$$

Wenn in diese Form des Wolkenstrahlungseffektes die oben eingeführten Komponenten des Strahlungshaushaltes der Atmosphäre eingesetzt werden, ergibt sich:

$$\begin{aligned} \text{NettoCRE} = & [DSR_{\text{TOA}_{\text{allsky}}} + DLR_{\text{TOA}_{\text{allsky}}} - OSR_{\text{TOA}_{\text{allsky}}} - OLR_{\text{TOA}_{\text{allsky}}}] \\ & - [DSR_{\text{TOA}_{\text{clear}}} + DLR_{\text{TOA}_{\text{clear}}} - OSR_{\text{TOA}_{\text{clear}}} - OLR_{\text{TOA}_{\text{clear}}}] \\ & - ([DSR_{\text{S}_{\text{allsky}}} + DLR_{\text{S}_{\text{allsky}}} - OSR_{\text{S}_{\text{allsky}}} - OLR_{\text{S}_{\text{allsky}}}] \\ & - [DSR_{\text{S}_{\text{clear}}} + DLR_{\text{S}_{\text{clear}}} - OSR_{\text{S}_{\text{clear}}} - OLR_{\text{S}_{\text{clear}}}] \end{aligned} \quad (2.23)$$

In Abbildung 1.4 kann man die Energiebilanz dieser beiden Schichten betrachten, in dem man alle Strahlungsflüsse addiert, die den unteren oder den oberen Bildrand berühren. Diese Form des Wolkenstrahlungseffektes beinhaltet Terme, deren Bestimmung problematisch ist. Dies sind vor allem die Terme der unbewölkten Atmosphäre. Diese sind bei bewölkter Atmosphäre nicht instantan messbar. Vorerst kann man allerdings noch diverse Vereinfachungen vorzunehmen. Zum einen ist die kosmische Hintergrundstrahlung (CBR) zu vernachlässigen, da sie mit einem Wert von

$$CBR = 3.01327 * 10^{-6} \frac{W}{m^2} \quad (2.24)$$

bei einer angenommenen Temperatur von 2.7 K, zum Beispiel gegen einfallende Solarstrahlung von $1364 \frac{W}{m^2}$ äußerst klein ist. Zum anderen ist die einfallende Solarstrahlung am Oberrand der Atmosphäre sowohl für den "allsky"-Fall als auch für den "clearsky"-Fall gleich, sodass man die Gleichung noch weiter vereinfachen kann.

In dieser Arbeit wird der am Boden gemessene Teil nicht betrachtet, da mit Daten des Satelliten Meteosat Second Generation (MSG) gearbeitet wird und somit nur der Wolkenstrahlungseffekt am Oberrand der Atmosphäre untersucht wird. Es gibt allerdings auch Produkte von CM-SAF (Satellite Application Facility on Climate Monitoring), die Strahlungsflüsse am Boden aus MSG-Daten bereit halten, allerdings nicht mit der hohen Auflösung, des SEVIRI (siehe on Climate Monitoring (2008)).

Mit all diesen Vereinfachungen erhält man die in dieser Arbeit verwendete Gleichung für den Wolkenstrahlungseffekt am Oberrand der Atmosphäre

$$\text{NettoCRE} = OSR_{\text{clear}} + OLR_{\text{clear}} - [OSR_{\text{allsky}} + OLR_{\text{allsky}}] \quad (2.25)$$

In den nächsten drei Unterkapiteln wird die Interpretation des Effektes jeweils im kurzwelligen-, im langwelligen- und im Netto-Fall beschrieben.

2.4.1.1 Kurzwelliger Wolkenstrahlungseffekt

Im kurzwelligen bzw. solaren Spektralbereich wird der Wolkenstrahlungseffekt lediglich durch die Variation der Albedo bestimmt. Im Falle eines bewölkten Himmels ist die Albedo fast immer höher als im unbewölkten. Hierbei gilt: je optisch dicker die Wolke ist, desto höher ist auch die Albedo.

Am Oberrand der Atmosphäre erhalten wir folgende Formel für den kurzwelligen Wolkenstrahlungseffekt:

$$\text{Kurzwelliger CRE}_{\text{TOA}} = \text{OSR}_{\text{clear}} - \text{OSR}_{\text{allsky}}. \quad (2.26)$$

Positive Werte gibt es hiernach nur in den seltenen Fällen, in denen die Bodenalbedo höher ist als die Wolkenalbedo ist, wie zum Beispiel bei Wolken über hellen Schneeflächen. Meist ist der kurzwellige Wolkenstrahlungseffekt negativ. Je höher er ist, desto stärker reflektiert die Wolke und/oder desto schwächer reflektiert der Untergrund.

2.4.1.2 Langwelliger Wolkenstrahlungseffekt

Im langwelligen bzw. dem thermischen Spektralbereich wird der Wolkenstrahlungseffekt durch die unterschiedlich starke thermische Ausstrahlung bestimmt.

Wird eine bewölkte Atmosphäre angenommen, so ist der Körper, der das emittierte, am Oberrand der Atmosphäre gemessene, Signal bestimmt, nicht mehr die warme Erdoberfläche, sondern die kältere Wolkenoberkante. Eine Wolke absorbiert die thermische Ausstrahlung von der Erdoberfläche an ihrer Unterkante und die einfallende kosmische Hintergrundstrahlung an ihrer Oberkante. Die Wolke selbst als gesamter Körper ändert ihre Temperatur mit der Höhe nur durch den sinkenden Druck, was durch die Feuchtadiabate bestimmt wird.

Die Feuchtadiabate gibt die Temperaturänderung mit der Höhe in einer homogen geschichteten gesättigten Atmosphäre an. Sie ist größer als die Trockenadiabate, da wegen der Kondensation von Wasserdampf zusätzliche Wärme, die Verdunstungswärme, freigesetzt wird. Je Kälter die Luftmasse, desto kleiner ist auch der Unterschied zwischen der Trocken- und der Feuchtadiabate (siehe Liljequist und Cihak (1994)). Die Temperatur in der Höhe kann sich noch durch weitere Prozesse verändern, wie zum Beispiel durch Advektion.

Die Wolke emittiert wiederum gemäß ihrer Oberflächentemperatur. Es gibt also zum einen eine nach unten gerichtete thermische Strahlung, die thermische Gegenstrahlung, und eine nach oben gerichtete thermische Ausstrahlung.

Eine bewölkte Atmosphäre strahlt im thermischen Spektralbereich also schwächer als eine unbewölkte.

Für den thermischen Wolkenstrahlungseffekt ergibt sich folgende Beziehung:

$$\text{thermischer CRE}_{\text{TOA}} = \text{OLR}_{\text{clear}} - \text{OLR}_{\text{allsky}}. \quad (2.27)$$

Ein negativer Wert ist hier ebenfalls eher selten. Das würde bedeuten, dass die Wolkenoberfläche wärmer als die Erdoberfläche ist. Dies könnte der Fall sein, wenn man zum Beispiel von einer starken Inversion ausgeht, wie etwa eine ausgeprägte Passatwind-Inversion über Upwelling-Gebieten im Ozean an der Westküste von zum Beispiel Afrika. Dort weht warmer Wind vom Land über kaltes Wasser und es entsteht eine stabile Inversion in ca. 1000 Metern Höhe. Der Temperaturunterschied kann bei solchen Inversionen über 10 Kelvin betragen. Dieser Fall kann dazu führen, dass die Wolkenoberkantentemperatur höher als die Wasseroberflächentemperatur ist. Ein anderes mögliches Phänomen

sind Stratuswolken über schneebedeckten Flächen oder Wolken über der Arktis oder Antarktis. Meist ist der Wert des thermischen Wolkenstrahlungseffektes jedoch positiv. Je höher und damit kälter die Wolkenoberkante ist, desto stärker ist der Effekt ausgeprägt. Im Falle von tropischen konvektiven Wolken wird er maximal, da die Tropopause dort sehr hoch und kalt ist und die Wolken sehr viel latente Energie durch Kondensation erhalten. Somit können die Wolken immer höher steigen und die Oberkante kann immer kälter werden. Kalte Wolkenoberkanten bei gleichzeitig warmen Böden führen zu hohen Werten des thermischen Wolkenstrahlungseffektes.

Es kann hierbei auch dazu kommen, dass die aufsteigenden Luftmassen in hochkonvektiven Wolken Wasserdampf über die Tropopause hinaus schießt. Das kann man wiederum messen, indem man die Differenz zwischen der Helligkeitstemperatur des thermischen Fensters mit der Helligkeitstemperatur im Frequenzbereich der Wasserstoffabsorption betrachtet. Die Temperatur der Wolkenoberkante ist wegen der adiabatischen Kühlung kälter als die Umgebung (über der Tropopause erhöht sich die Temperatur wieder) und somit ist der Wasserdampf dort wärmer. Dies ist ein zusätzlicher Indikator für besonders hochreichende Konvektion (siehe Schmetz et al. (1997)).

2.4.1.3 Netto Effekt

In den vorhergehenden Abschnitten wurden die beiden spektral unterteilten Wolkenstrahlungseffekte vorgestellt. Nun sollen sie zusammengebracht werden, da die Summe beider Effekte physikalisch für eine Erwärmung oder Abkühlung wirksam ist. Die beiden Formeln setzten sich zu der oben beschriebenen Gleichung (2.25) zusammen. Hierbei geht der kurzwellige Effekt meist negativ ein und ist vom Tagesgang dominiert. Der langwellige Effekt geht meist positiv ein, so dass sich beide Effekte tendenziell ausgleichen. Für den Fall tropischer hochkonvektiver Wolken sind beide Effekte in etwa in der gleichen Größenordnung, da die mächtigen hochreichenden Wolken sehr hell und sehr kalt sind. Nachts erhält man ein nur von dem thermischen Wolkenstrahlungseffekt bestimmtes Ergebnis, da der solare Effekt Null ist.

2.4.2 Probleme bei der Erkundung des Wolkenstrahlungseffektes vom Satelliten aus

Um den Wolkenstrahlungseffekt bestimmen zu können, müsste man an einem Ort gleichzeitig sowohl den bewölkten als auch den unbewölkten Wert der solaren- und thermischen Strahlung messen. Dies ist nicht möglich, sodass man sich hier einen Weg suchen muss, wie man den jeweils anderen Fall bestimmt, in der Regel den wolkenfreien.

Für den Strahlungseffekt am Boden ist dies mit einer der vielen existierenden Parametrisierungen der wolkenfreien solaren Ein- bzw. thermischen Gegenstrahlung möglich. Auch die thermische Austrahlung kann man anhand der Temperatur der Oberflächen berechnen (Kapitel 2.2.4).

Zur Bestimmung des Wolkenstrahlungseffektes am Oberrand der Atmosphäre, wie er in dieser Arbeit untersucht wird, ist es nicht so leicht eine Parametrisierung für den un-

bewölkten Fall zu finden. Zum einen ist es schon, wie in Kapitel 4.3.3.2.1 gezeigt wird, schwierig die breitbandigen Strahlungsflussdichten aus der gemessenen schmalbandigen Strahldichte zu bestimmen. Hierzu muss man die bidirektionale Reflektionsfunktion am Boden kennen. Diese ist stark von dem Art des Untergrundes und dem Sonnenzenithwinkel abhängig und zudem noch von der Jahreszeit, da diese Einfluss auf die Bodenbeschaffenheit hat.

Da der Fehler in einer parametrischen Suche nach der „clear sky“ Strahlungsflussdichte schwer abschätzbar ist kommt in dieser Arbeit ein anderes Verfahren zum Einsatz. In der möglichst unmittelbaren Umgebung der untersuchten Wolke werden wolkenfreie Pixel gesucht und es wird angenommen, dass deren „clearsky“-Werte mit den theoretischen „clearsky“-Werten der bewölkten Pixel übereinstimmen. Diese Annahme ist über Wasser gut, weist aber über Land Fehler auf, da dort der Untergrund variabel ist. Auf dieses Problem wird in Kapitel 5.3 genauer eingegangen.

Kapitel 3

Geschichte der Strahlungsbilanzbestimmung

3.1 Einleitung

Die Strahlungsbilanz der Erde, und speziell die Strahlungsbilanz von Wolken wurde schon häufig untersucht. Dies ist äußerst wichtig um die Wirkung von Wolken auf die Globale Zirkulation zu verstehen. Wie schon in der Einführung erläutert, haben ist die solaren Einstrahlung mit der geografischen Breite verteilt. Gleichzeitig ist die thermische Ausstrahlung von der geografischen Breite abhängig und wird zusätzlich von der Land-/Seeverteilung überlagert.

Dazu kommt noch der Effekt von Wolken, die im laut ISCCP ¹ 66,7 % der Erdoberfläche bedecken. Hierzu wurden in den letzten Jahren und Jahrzehnten große Forschungsprojekte gestartet. In diesem Kapitel sollen zwei Veröffentlichungen hierzu vorgestellt werden, die beide den Wolkenstrahlungseffekt untersuchen. Zum einen das *Earth Radiation Budget Experiment*, ERBE, und das *Clouds and Earth Radiant Energy System*, CERES. Zum Schluss wird noch beschrieben, inwiefern mit Hilfe von Meteosat Second Generation bisher der Wolkenstrahlungseffekt untersucht worden ist.

3.2 Earth Radiation Budget Experiment (ERBE)

Das Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) begann im Oktober 1984. Es umfasst drei polarumlaufende Satelliten

- Earth Radiation Budget Satellite, gestartet Oktober 1984
- NOAA-9, gestartet Dezember 1984
- NOAA-10, gestartet Juli 1986

¹International Satellite Cloud Climatology Projects

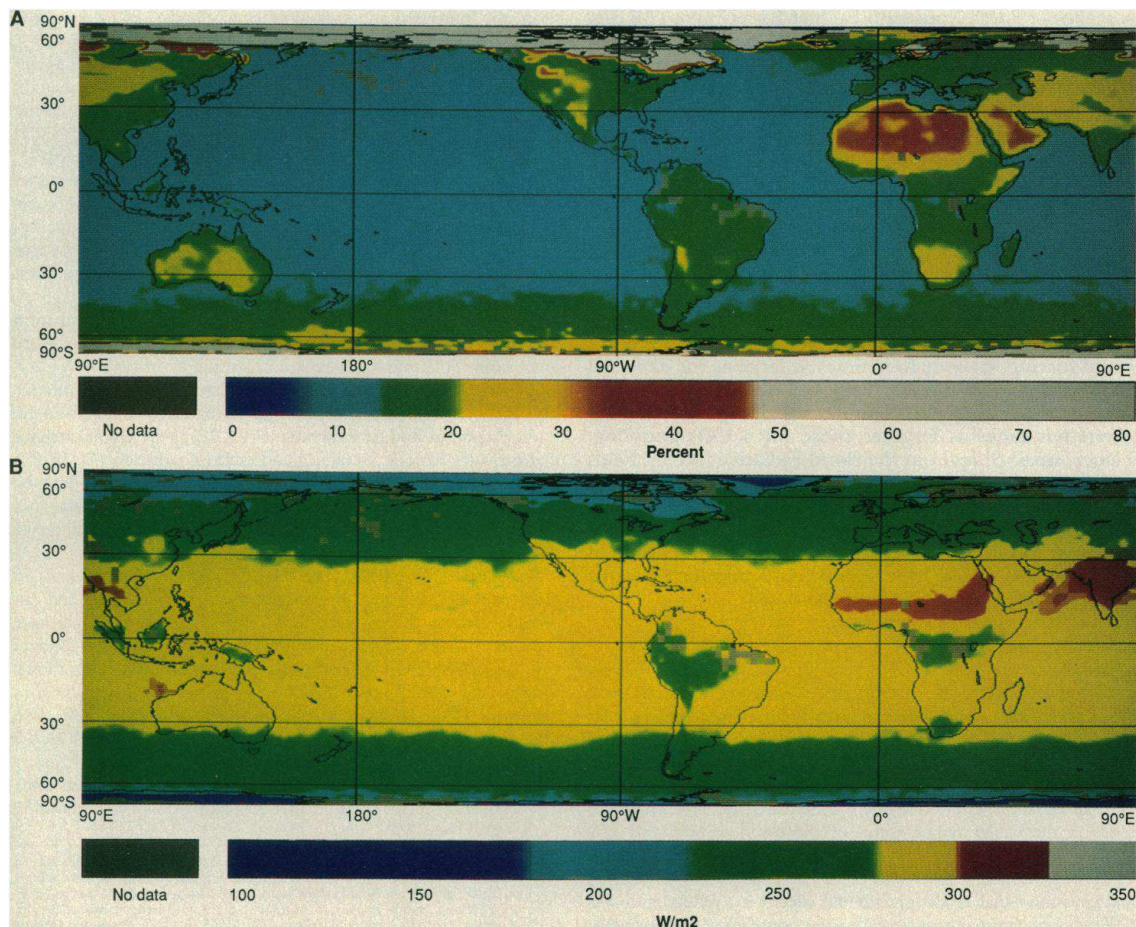


Abbildung 3.1: (A) zeigt die Albedo der unbewölkten Atmosphäre; monatliches Mittel April 1985, Daten von ERBS und NOAA-9; (B) wie (A) nur die thermische Ausstrahlung der unbewölkten Atmosphäre [Grafik aus Ramanathan et al. (1989)]

Die räumliche Auflösung beträgt ca. 35 km, was nach heutigen Maßstäben allerdings einer schlechter Auflösung entspricht. Es wird breitbandig das solare und das thermische Spektrum gemessen.

Im folgenden werden vor allem die Ergebnisse von *Ramanathan et al. (1989)* vorgestellt. Es wurde aus den Ergebnissen von ERBE ein Wolkenstrahlungseffekt bestimmt. Daten von April 1985 wurden zu Tagesmittelwerten gemittelt und diese dann als Monatsmittel dargestellt. Die untere Grafik in Abbildung 3.1 zeigt die globale Albedo des Monats April 1985 für den unbewölkten Fall. Was zuerst ins Auge fällt, ist die homogene Albedo über Wasser, speziell über dem Ozean, von um die 10%. Dies ist, wie schon in Kapitel 2.4.2 erwähnt, ein Vorteil um den "clearsky"-Wert der Strahlungsbilanz nicht parametrisieren zu müssen. Des Weiteren sehen wir über Wüsten und in den polaren Regionen eine sehr hohe Albedo von über 40%. Weitere Flächen, wie Europa oder Zentralafrika, haben eine "clearsky"-Albedo von 15% - 20%, was allerdings lediglich ein Mittelwert ist, da die Messung, wie oben erwähnt, mit einer niedrigen räumlichen Auflösung misst.

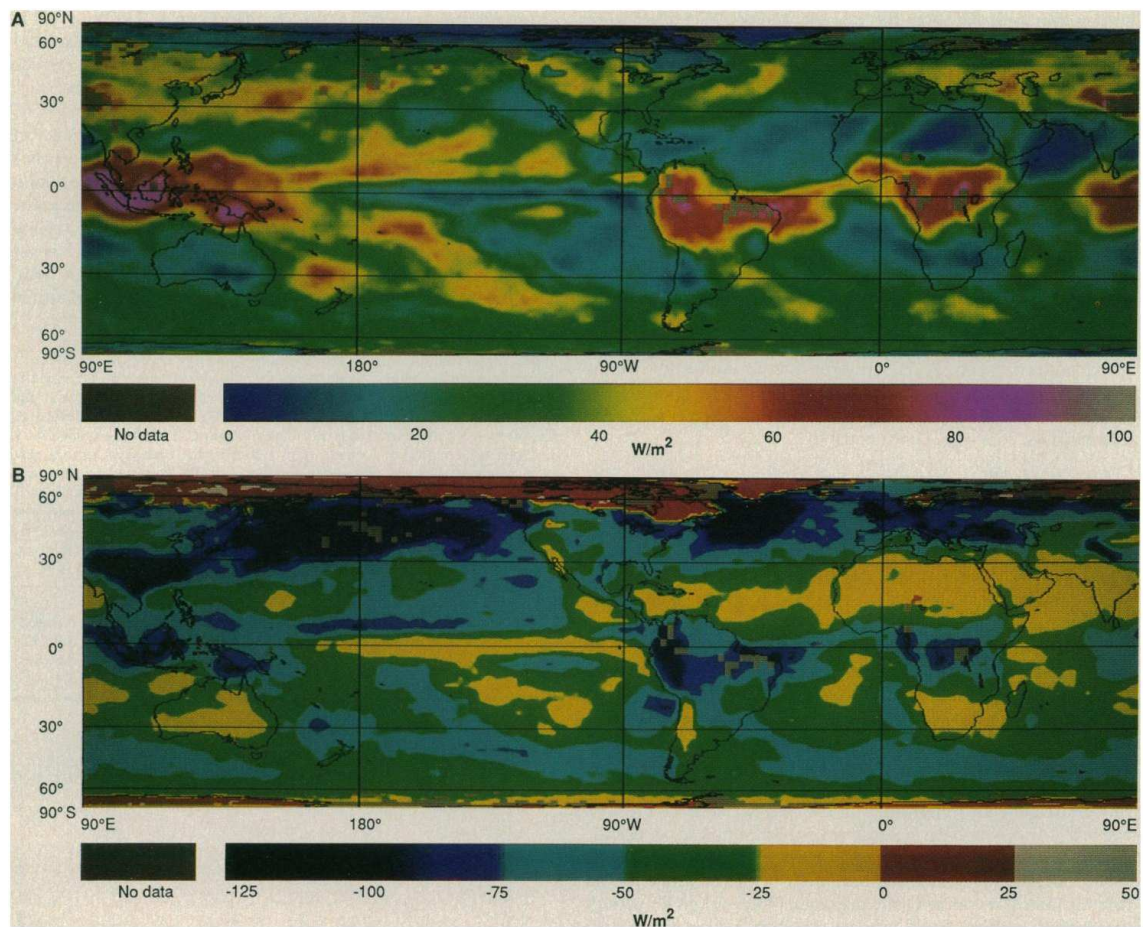


Abbildung 3.2: Langwellige (A) und kurzwellige (B) Wolkenstrahlungseffekt im April 1986. Der Fehler liegt in den abgeleiteten Werten bei $\pm 10 \frac{W}{M^2}$, bei schneebedecktem Boden kann er höher sein [Grafik aus Ramanathan et al. (1989)]

In der unteren Grafik ist für den gleichen Zeitraum die langwellige Ausstrahlung im Falle unbewölkten Himmels gezeigt. Sie zeigt über dem Ozean der Tropen und Subtropen eine homogene Emission, über Land allerdings gewisse Muster. So gibt es über dem Südrand der Sahara, der Sahelzone, eine erhöhte, im Bereich der Tropen eine reduzierte Emission. Ebenfalls sind die polaren Gebiete, die eisbedeckt sind, klar durch reduzierte thermische Ausstrahlung zu identifizieren.

Abbildung 3.2 zeigt den Wolkenstrahlungseffekt spektral unterteilt nach kurz- und langwelligem Anteil. Der kurzwellige Wolkenstrahlungseffekt, unteres Bild, zeigt die größten negativen Werte, wie in Kapitel 2.3 vermutet, in den Tropen, in denen vor allem die Westküste Afrikas und Zentralafrikas besonders niedrige Werte haben. Deutlich kleinere negative Werte sind über der Sahara, wo die "clearsky"-Albedo schon hoch ist angegeben. Über Europa sind ebenfalls hohe negative Werte angegeben, was mit den Zugbahnen der Tiefdruckgebiete zu tun hat. Es ziehen dort Tiefdruckgebiete mit recht hohen Albedos durch, und der Ozean darunter hat eine niedrige Albedo, was einen starken Wolkenstrahlungseffekt nach sich zieht. Positive Werte des kurzwelligen Wolkenstrah-

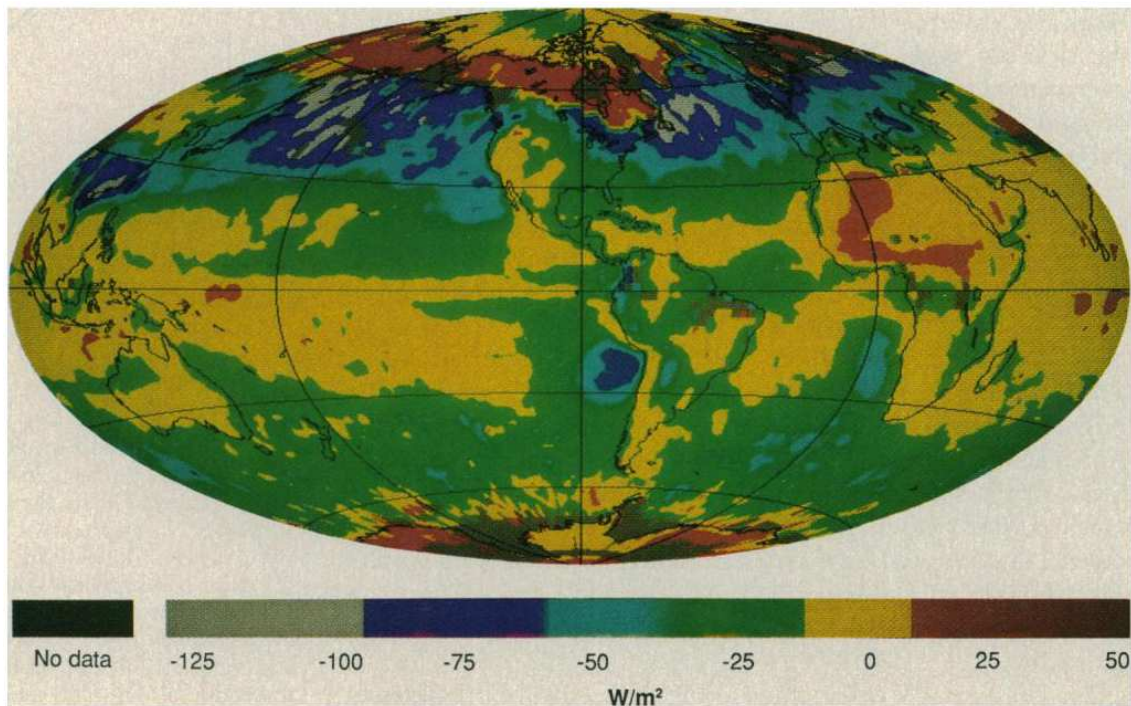


Abbildung 3.3: Netto (CRE_{SW} , CRE_{LW}) Wolkenstrahlungseffekt im April 1986. Positive Werte übersteigen nicht $25 \frac{W}{M^2}$ [Grafik aus Ramanathan et al. (1989)]

lungseffektes sind, wie schon wegen der Untergrundalbedo vermutet, in den polaren Gebieten abgegeben.

Die obere Grafik zeigt den langwelligigen Wolkenstrahlungseffekt. Wie im Falle des kurzwelligen Wolkenstrahlungseffektes zeigen die Tropen, vor allem über Zentralafrika, sehr hohe positive Werte. Dies führt dazu, dass in den Tropen die hochkonvektiven Wolken strahlungsneutral sind. In Teilen der Sahara sind sehr hohen positiven Werten angegeben. Dies ist unterschiedlich zu dem niedrigen kurzwelligen Wolkenstrahlungseffekt und ist durch die sehr hohe Emission des Untergrundes zu erklären. Über dem subtropischen Atlantik und auch über Europa und dem Nordatlantik sind relativ niedrige positive Werte gemessen worden. Negative Werte kommen hier nicht vor. Dies liegt wohl an der im April noch sehr niedrigen Wassertemperatur und den im allgemeinen nicht sehr hochreichenden Wolken. Gerade in Bereichen der Warmfront kommt es oft zu stratiformen Bewölkungen, sodass die Wolkenoberkannte nicht sehr kalt ist, und die "clearsky"-Werte, wegen der noch kalten Meeresoberfläche auch nicht sehr hoch sind, was netto zu einem schwach ausgeprägten Wolkenstrahlungseffekt im langwelligen Bereich für diese Regionen führt.

Bild 3.3 zeigt nun den Nettowolkenstrahlungseffekt. Wie erwartet, zeigen die Tropen eine nahezu ausgeglichene Bilanz mit leichter Tendenz zum kurzwelligen, negativen Effekt. Positive Werte gibt es in Teilen der Sahara und über Nordeuropa. Über Südeuropa und dem Nordatlantik zeigen sich starke negative Werte, dort verliert das System Atmosphäre/Erdoberfläche bei Bewölkung Energie an den Weltraum im Vergleich zum

unbewölkten Fall.

3.2.1 Bedeutung für diese Arbeit

Diese Ergebnisse aus ERBE zeigen lediglich einen mittleren Zustand, der die einzelnen Klimaregionen und Gebiete bestimmter Wettererscheinungen beschreibt, wie zum Beispiel die mittleren Breiten mit deren hohen Zyklonenaktivität. Wegen der schlechten zeitlichen (vier Messungen pro Tag) und räumlichen (ein Pixel entspricht 35 km Durchmesser) Auflösung ist es nicht möglich den Effekt einzelner Wolken während deren Lebenszykluses zu analysieren, was in dieser Arbeit getan wird.

Trotzdem gibt es einen Eindruck, welche Werte in den unterschiedlichen Regionen zu erwarten sind und wie die Strahlungsbilanz von Wolken an dem oberen Rand der Atmosphäre ist.

3.3 Clouds and Earth Radiant Energy System (CERES)

Das *Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES)* Experiment ist ein Satelliteninstrument und Teil des *Earth Observing System* der NASA. Es wurde zuerst auf den polarumlaufenden Satelliten TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) im November 1997 und auf TERRA im Dezember 1999 eingesetzt und später auch auf AQUA im Jahre 2002. Zusätzlich werden für die Bestimmung von Wolken- und Aerosoleigenschaften die Messungen des MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) genutzt.

CERES ist eine Weiterentwicklung von ERBE und soll zu einem besseren Verständnis der Wolken und des Energiekreislaufes im globalen Klimawandel führen. Der Vorteil von CERES gegenüber ERBE ist eine höhere räumliche und zeitliche Auflösung sowie präzisere Daten (siehe auch NASA (2001)).

Vor allem der Strahlungseffekt von Aerosolen wurde im Rahmen dieses Projektes bestimmt, welcher wiederum wolkenbildend wirken kann (siehe Lohmann und Feichter (2005)).

Das Instrument selber misst die reflektierte Solarstrahlung, die totale am Instrument ankommende Strahlung und der Atmosphäre, sowie die Strahlung aus dem atmosphärischen Fenster (genauere Beschreibung in NASA (2002)).

Abbildung 3.4 zeigt den Netto-Wolkenstrahlungseffekt für den Juli 2000. Gerade auf der Nordhalbkugel im Bereich der Zyklonenzugbahnen wurde ein negativer Effekt bestimmt, wobei es noch deutliche Unterschiede zwischen Land und Ozean gibt. Dieser kann an dem kontinentalen Klima, und damit an einer anderen Bewölkungsstruktur und Temperaturverteilung liegen. Im Falle von Grönland zum Beispiel muss man von einer eisbedeckten Landfläche ausgehen, wodurch die "clearsky"-Werte sehr nah an den "cloudy"-Werten liegen. Im Bereich der Tropen ist hier nur noch ein sehr leichtes Signal zu erkennen. Im Bereich der südlichen Polargebiete ist sogar ein positiver Wolkenstrahlungseffekt gezeigt. Dies hängt allerdings mit dem sehr niedrigen solaren Effekt zusammen, da im Juli dort Winter ist und Regionen mit positivem Netto-Wolkenstrahlungseffekt zum Teil in das Gebiet der Polarnacht fällt. Trotz allem liefert

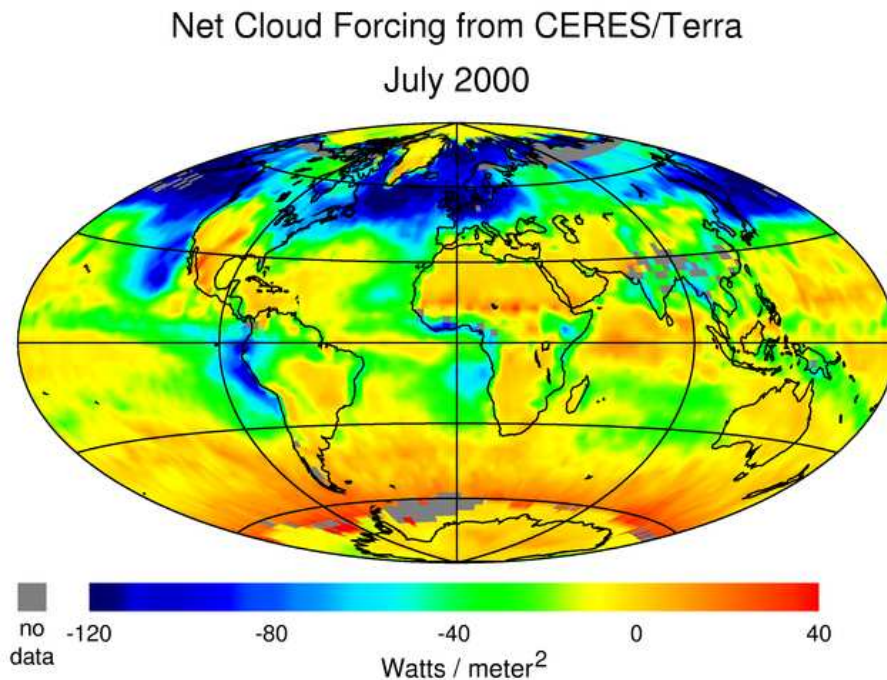


Abbildung 3.4: Netto-Wolkenstrahlungseffekt für Juli 2000 gemessen von CERES auf TRIMM [Grafik aus NASA (2001)]

das Bild eine mit der Abbildung 3.3 übereinstimmende aber räumlich besser aufgelöste Information. Zudem ist vor allem in der Nordhemisphäre ein deutlicher meridionaler Gradient zu sehen. Dieser wird beispielhaft für die Auswertung der CERES-Daten im Folgenden näher beschrieben.

Kato et al. (2008) haben mit Hilfe der CERES-Daten den Wolkenstrahlungseffekt auf die meridionale Energiebilanz der Atmosphäre untersucht und deren Auswirkung auf den Meridionalen Wärmetransport von den Tropen zu den Polen. Es wurden zonal gemittelte Wolkenstrahlungseffekte aus Daten zwischen März 2000 und Februar 2003 am Oberrand der Atmosphäre (TOA), am Boden und der Atmosphäre bestimmt. Die Boden- und TOA-Daten sind aus einem Zweistrommodell Kato et al. (2005) berechnet, ausgegangen von CERES- und MODIS-Daten.

Abbildung 3.5 zeigt die hier interessanten Ergebnisse. Im oberen Teil ist der zonal gemittelte kurzwellige Wolkenstrahlungseffekt für den Oberrand der Atmosphäre (a), den Boden (b) und die Atmosphäre (c) gezeigt. Im Allgemeinen ist der Effekt der Atmosphäre leicht positiv. Dies deutet auf einen höheren Effekt am Boden hin. Lediglich in den polaren Gebieten wird er negativ. Auffällig ist zudem der positive Effekt in den mittleren Breiten im Frühjahr und im Sommer.

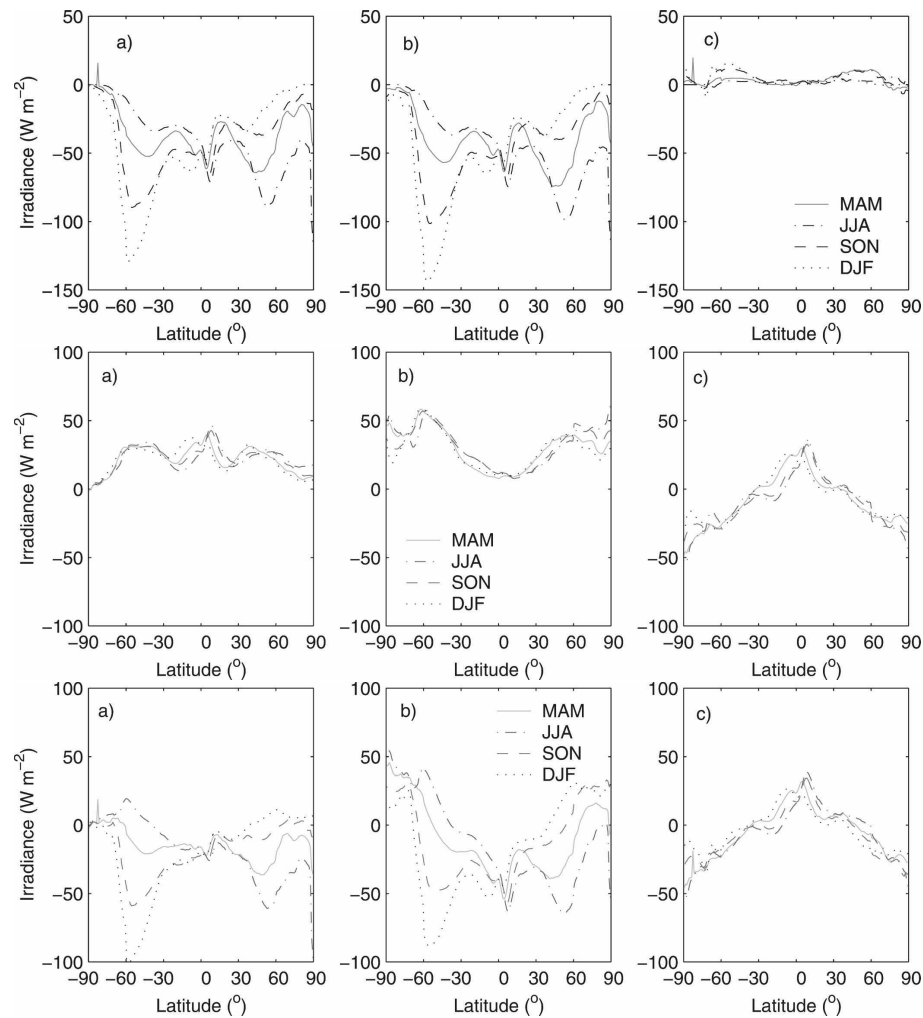


Abbildung 3.5: Der zonal gemittelte Wolkenstrahlungseffekt. Oben kurzwelliger Effekt; Mitte langwelliger Effekt; Unten Nettoeffekt; (a) TOA; (b) Boden; (c) Atmosphäre [Grafik aus Kato et al. (2008)]

In der Mitte ist der langwelligen Wolkenstrahlungseffekt für den Oberrand der Atmosphäre, den Boden und die Atmosphäre gezeigt. Im linken Bild ist zu sehen, dass die emittierte Temperatur durch Wolken reduziert wird und somit zu einem positiven Wolkenstrahlungseffekt führt. Je weiter man sich den mittleren Breiten und den Polen nähert, desto geringer wird dieser Effekt allerdings, was mit der geringeren Oberflächentemperatur und der niedrigeren Wolkenoberkantentemperatur zusammenhängt. Zudem sind hier die Subtropen mit wenigen flachen Wolken deutlich durch einen sehr geringen Effekt zu erkennen. Vom Boden aus gesehen, sieht es anders aus. Dort ist der langwellige Effekt in den Tropen sehr gering und nimmt zu den Polen hin zu. Dies erklärt sich durch die Abnahme des Wasserdampfgehalt, und somit die "clearsky"-Temperatur der Atmosphäre von den Tropen zu den Polen. Der langwellige Effekt der Atmosphäre hingegen, $CRE_{\text{atm}} = CRE_{\text{TOA}} - CRE_{\text{Boden}}$, ist in den Tropen maximal und positiv. Er nimmt zu den Polen hin linear ab und wird in den mittleren Breiten negativ. Dies bedeutet eine Ener-

giegewinn in der Atmosphäre durch den thermischen Wolkenstrahlungseffekt in den Tropen und ein Energieverlust der Atmosphäre der mittleren Breiten und der polaren Gebieten.

In den unteren Abbildungen ist der Netto-Wolkenstrahlungseffekt gezeigt. Er zeigt am Oberrand der Atmosphäre die strahlungsneutralen Tropen in den Subtropen und mittleren Breiten jedoch größere negative Werte. In den polaren Gebieten ist der Effekt am Oberrand der Atmosphäre wiederum nahezu Null. Am Boden ist vor allem in den Tropen eine Verringerung der Strahlungsbilanz durch Bewölkung gezeigt. In den mittleren und subpolaren Breiten jedoch führen Wolken am Boden zu einer Erhöhung der Strahlungsbilanz. Da der kurzwellige Wolkenstrahlungseffekt nahezu Null ist, wird der der Wolkenstrahlungseffekt der Atmosphäre von dem langwelligen Effekt dominiert.

Durch Wolken wird also im Mittel ein Gradient zwischen den Tropen und den Polen aufgebaut. In den Tropen erhält man durch Wolken einen Energieüberschuss und in den polaren Regionen ein Energiedefizit, was einen Austausch erzwingt.

3.3.1 Bedeutung für diese Arbeit

Die hier vorgestellten Ergebnisse aus CERES-Daten sind Ergebnis einer zonalen Mittelung über Daten aus 36 Monaten. Sie geben, wie auch Kapitel 3.2, Informationen über den mittleren Effekt von Wolken. Außerdem zeigen sie, wie wichtig Wolken für das Verständnis der globalen Zirkulation sind.

3.4 Meteosat Second Generation (MSG)

Der Satellit MSG ist seit 2002 in seinem Orbit und ermöglicht durch seine hohe räumliche und zeitliche Auflösung die Bestimmung der Energiebilanz der Erde an ihrem Oberrand auch von kleinskaligen Phänomenen sowie deren Tages- und Jahresgang. Durch Projekte, wie CM-SAF (*Satellite Application Facility on Climate Monitoring*), werden zudem aus MSG-Daten Strahlungsflüsse am Boden bestimmt, sodass ebenfalls die Energiebilanz der Atmosphäre aufgestellt werden kann. Zudem ist auf MSG-1 und MSG-2, den beiden MSG-Satelliten (in Kapitel 4 gibt es eine genauere Einführung), das GERB-Instrument. GERB steht für *Geostationary Earth Radiation Experiment Instrument*. Mit den Daten von GERB wurden bereits Energiebilanzen gerechnet, allerdings nicht unter der Berücksichtigung des Effektes von Wolken. Mit Hilfe des Instrumentes SEVIRI hat Lars Klüser im Rahmen seiner Diplomarbeit (Klüser (2006)) den Effekt von Wolken, Aerosolen und Rauchwolken auf die Energiebilanz der Erde exemplarisch untersucht.

Kapitel 4

Meteosat Second Generation

4.1 Einleitung

In diesem Kapitel soll ein Überblick über die technischen Grundlagen dieser Arbeit gegeben werden. Es werden Daten der beiden Instrumente *Spinning Enhanced Visible and Infrared Radiation Imager* (SEVIRI) und *Geostationary Earth Radiation Experiment Instrument* (GERB) auf dem neusten geostationären Satelliten von EUMETSAT *Meteosat Second Generation* genutzt (MSG, siehe auch Abbildung 4.1). Im Folgenden wird der Satellit und die beiden Instrumente sowie weitere Produkte und Verfahren zur Weiterverarbeitung der Daten vorgestellt.

4.2 Was ist MSG ?

Meteosat Second Generation ist ein Programm, bestehend aus Satelliten gleichen Typs, das 2002 mit MSG-1 oder Meteosat 8 gestartet wurde. 18 Monate später wurde der zweite Satellit in seinen Orbit gebracht, MSG-2, der operationell wurde und dem MSG-1 als back-up-Satellit dient. In den kommenden Jahren wird noch der dritte MSG Satellit (MSG-3) in seinen Orbitgebracht um das Programm bis mindestens bis 2014 zu sichern.

MSG misst auf einer geostationären Umlaufbahn mit einer zeitlichen Auflösung von 15 Minuten. Somit ist die zeitliche Auflösung doppelt so hoch wie die seiner Vorgänger aus der ersten Meteosatserie, die 1977 gestartet wurde. MSG ist vor allem für die Wettervorhersage ein wichtiges Instrument, da es neben der Kombination aus guter zeitlicher und räumlicher Auflösung auch eine gute spektrale Auflösung mit Messungen bei den Wellenlängen der wichtigen Treibhausgase und der Fensterbereiche hat und somit den großskaligen Ist-Zustände der Atmosphäre zeigt. Parallel sind die Messdaten auch aus wissenschaftlicher Sicht interessant. MSG gibt neben einem Bild der aktuellen Wetterlage auch ein Bild der horizontalen Wasserdampfverteilung und deckt dabei 42 % der Erdoberfläche ab.

Das Bild 4.2 zeigt das Sichtfeld des Satelliten. Es ist eine leicht nach Norden geneigte Asymmetrie zu erkennen. Dadurch wird eine bessere Auflösung über Europa erreicht. Im Folgenden werden die beiden auf MSG montierten Messinstrumente, SEVIRI und

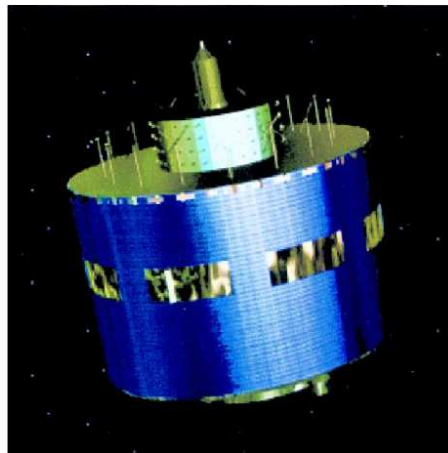


Abbildung 4.1: Meteosat Second Generation [Foto aus Schmetz et al. (2002)]

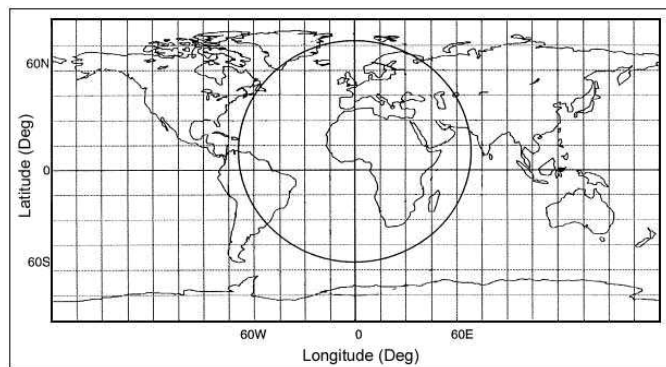


Abbildung 4.2: MSG-Sichtfeld [aus EUMETSAT (2001)]

GERB, vorgestellt.

Weitere Informationen zu dem Satelliten und seinen Instrumenten sind unter anderem in EUMETSAT (2001) zu finden.

4.2.1 Was ist SEVIRI ?

Diese Arbeit basiert hauptsächlich auf den Daten von SEVIRI, einem *abtastenden Radiometer*, das in zwölf verschiedenen Kanälen die Erde und die Atmosphäre abtastet. Die Kanäle werden in Tabelle 4.1 mit der Information, welche Eigenschaft der jeweilige Kanal hat, vorgestellt.

Die zentralen Frequenzen sind so gewählt, dass sowohl die Fensterbereiche an verschiedenen Stellen abgedeckt sind, als auch die Absorptionsbereiche wichtiger atmosphärischer Gase, wie Wasserdampf, Ozon und Kohlendioxid. Man muss hier allerdings anmerken, dass SEVIRI keine atmosphärischen Profile misst, sondern die Absorption und Emission in der gesamten Atmosphärensäule.

Elf dieser Kanäle messen schmalbandig um eine zentrale Wellenlänge und einer, der zwölfte Kanal, misst breitbandig im solaren Spektrum. Bei einer zeitlichen Auflösung

Kanal	Name	zentrale Wellenlänge [μm]	Absorption / Fenster
1	VIS 0.6	0.635	Fenster
2	VIS 0.8	0.81	Fenster
3	NIR 1.6	1.64	Fenster
4	IR 3.9	3.90	Fenster
5	WV 6.2	6.25	Wasserdampf
6	WV 7.3	7.35	Wasserdampf
7	IR 8.7	8.70	Fenster
8	IR 9.7	9.66	Ozon
9	IR 10.8	10.80	Fenster
10	IR 12.0	12.00	Fenster
11	IR 13.4	13.40	CO ₂
12	HRV	Breitbandig (ca. 0.4 - 1.1)	Fenster / Wasserdampf

Tabelle 4.1: Die Kanäle von SEVIRI auf MSG [aus Schmetz et al. (2002)]

von fünfzehn Minuten haben die elf schmalbandigen Kanäle am *Sub-Satellite-Point* (SSP), also dort, wo der Satellit im Nadir steht, ein räumliches Sichtfeld von 3km. Dieses verzerrt sich zum Rand der MSG-Scheibe zu kreisförmigen Pixeln mit ca. 11km Durchmesser, da der Satellit immer schräger auf die Erdoberfläche schaut. Daraus resultiert eine Matrix mit 3712x3712 Elementen, die das komplette Sichtfeld abdeckt. Der zwölfte Kanal, der breitbandig misst, hat eine höhere Auflösung von 1km am SSP. Dies entspricht 11136x11136 Pixeln. Im Folgenden werden die Kanäle einzeln vorgestellt.

4.2.1.1 Die solaren Kanäle

SEVIRI hat im solaren Spektralbereich drei Kanäle bei 0.6 μm (Bild 4.3), 0.8 μm und 1.6 μm . Sie messen die Sonnenstrahlung, die von der Erdoberfläche und der Atmosphäre reflektiert wird. Der erste Kanal (0.6 μm) liegt nahe dem Maximum der solaren Strahlung, der zweite Kanal (0.8 μm) und der dritte (1.6 μm) liegen ebenfalls im solaren Bereich. Die thermische Ausstrahlung der Erde spielt in diesem Spektralbereich eine zu vernachlässigende Rolle (siehe Kapitel 2.2.5 und Kapitel 2.2.2). Diese drei Kanäle sind folglich nur zu den Zeitpunkten zu benutzen, zu denen das jeweilige Pixel eine solare Einstrahlung hat, die größer als Null ist. Diese Kanäle werden unter anderem genutzt um die Reflektivität der Oberfläche und der Wolkenoberkante zu bestimmen.

Man kann verschiedene Böden unterscheiden. So stechen Wüsten und Regenwälder klar hervor, genau so wie der Ozean. Wolken sind hell, weil sie einen Großteil der Solarstrahlung wieder reflektieren, wobei man hier auch deutliche Unterschiede erkennen kann. So sind zum Beispiel die hochkonvektiven Wolken der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) deutlich heller als die tiefe Cumulus Bewölkung und stratiforme Bewölkung im Bereich des Südatlantischen Subtropen-Hochs.

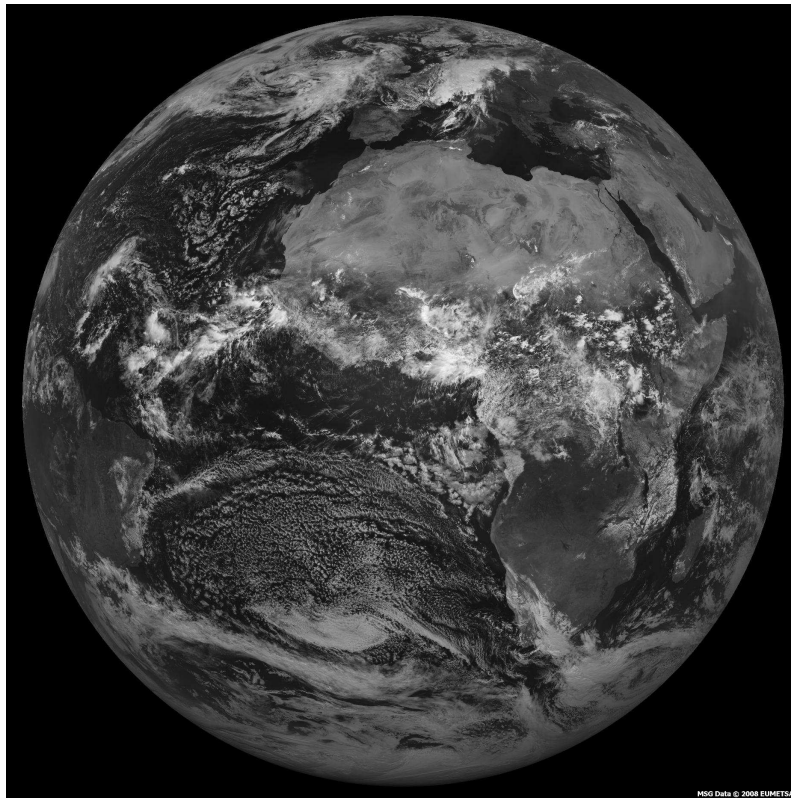


Abbildung 4.3: SEVIRI Kanal 1 ($0.6\mu\text{m}$) am 15. August 2008 12:00 UHR UTC

4.2.1.2 Der Grenzkanal zwischen dem solaren und dem thermischen Spektralbereich bei $3.9\mu\text{m}$

Der vierte Kanal misst bei $3.9\mu\text{m}$ Wellenlänge, Bild (4.4). Wenn man die Strahlungskurven nach der Planck-Funktion von der Sonne und der Erde plottet und beide normiert (siehe Abbildung 2.3), sieht man, dass sich beide Kurven bei ca. $4\mu\text{m}$ schneiden. Hier ist also tagsüber sowohl das solare als auch das thermische Signal zu sehen, nachts nur das thermische. Da beide Kurven in diesem schmalen Bereich des Spektrums bereits eine sehr geringe Energie übertragen, ist SEVIRI hier sehr sensitiv gegenüber Temperaturschwankungen. Vor allem im Falle einer deutlich erhöhten thermischen Ausstrahlung der Erdoberfläche, wie es zum Beispiel bei Waldbränden vorkommt, wenn die Bodentemperatur um einige 100 Kelvin steigt, ist das Signal dieser Gebiete deutlich von dem Signal der Umgebung zu unterscheiden. Ebenfalls können mit Hilfe dieses Kanals niedrige Wolken oder Nebel von Eiswolken oder sehr hellen Böden durch ihre Reflektivität unterschieden werden.

Bereiche, wie zum Beispiel Wüstenböden, zeigen ein starkes Signal, da sie eine hohe Albedo haben und ebenso eine hohe thermische Ausstrahlung. Ähnliches ist bei den dunklen Wolken im Bereich der Subtropen zu beobachten. Allerdings überwiegt hier eine starke thermische Ausstrahlung der etwas schwächeren Reflektivität. Wichtig bei der Interpretation des hier gezeigten Bildes (Bild 4.4) dieses Kanals sowie aller MSG-Bilder

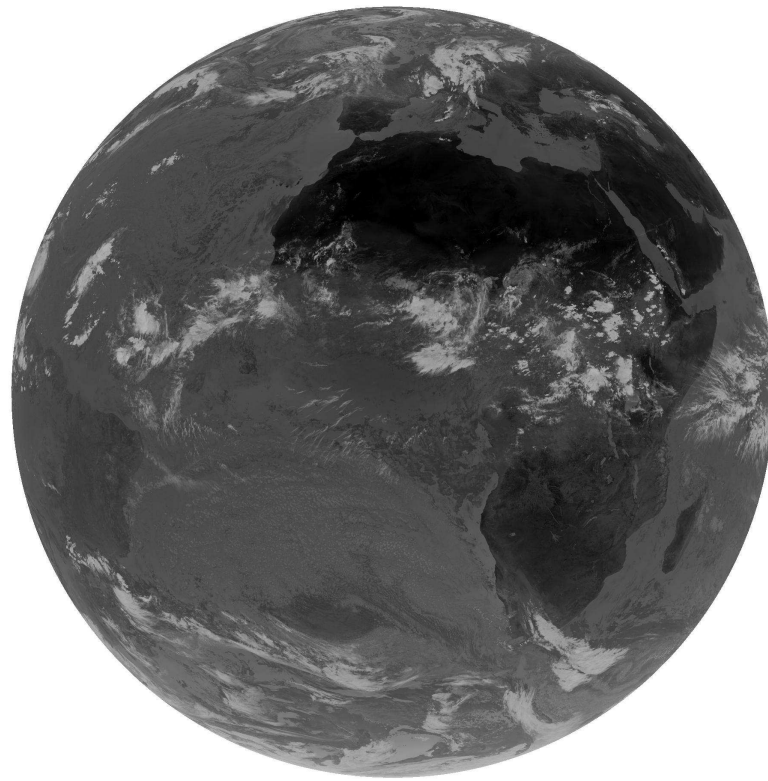


Abbildung 4.4: SEVIRI Kanal 4 ($3.9\mu\text{m}$) am 15. August 2008 12:00 UHR UTC

im infraroten Spektralbereich ist, dass die Bilder, damit sie intuitiv besser interpretiert werden können, farblich invertiert sind. Das bedeutet, dass helle Farben einen niedrigen Strahlungswert bedeuten (sehr helle Wolken, also sehr kalt sind), dunkle Farben dementsprechend hohe Werte, also warme Oberfläche darstellen.

4.2.1.3 Wasserdampfabsorptionskanäle

Die Kanäle in Bild 4.5 zeigen die Absorption von Wasserdampf in der Atmosphäre gemessen bei den Wellenlängen $6.2\mu\text{m}$ und $7.3\mu\text{m}$. Wieder sind die Farben invertiert, dunkle Flächen entsprechen einer hohen Energie. Dunkle Flächen zeigen also eine trockene Atmosphäre an. Helle Flächen auf der anderen Seite zeigen einen hohen Wasserdampfgehalt an der, bis in hohe, kalte Schichten reicht.

Hier fallen vor allem die subtropischen Absinkregionen auf, in denen hauptsächlich sehr trockene Luft vorherrscht. Wohingegen die Tropen und Zyklonen wasserdampfreich sind. Besonders in den Tropen sei auf die sehr hellen Flächen hingewiesen. Dort kann sich an der Oberkante von hochkonvektive Wolken Wasserdampf sammeln, der extrem kalt ist. Gleichzeitig strahlt die Wolkenoberkante auch mit einer sehr niedrigen Temperatur im infraroten Kanal.

SEVIRI misst die Wasserdampfabsorption bei zwei Frequenzen, eine bei $6.2\mu\text{m}$ und eine

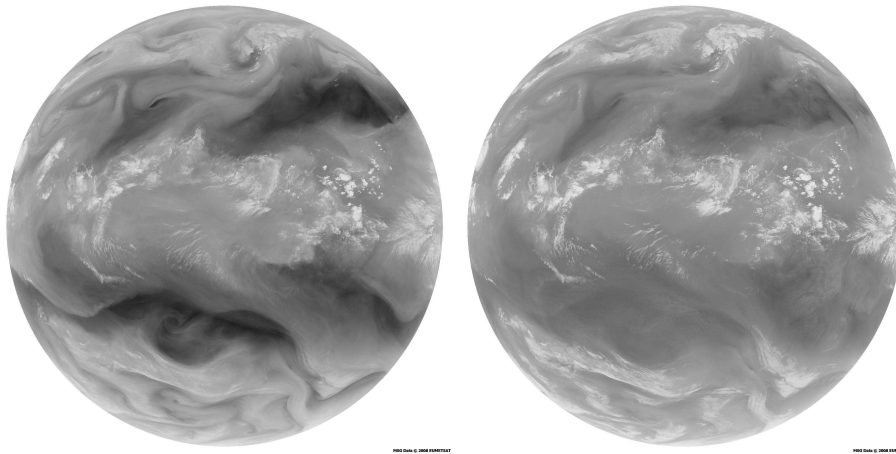


Abbildung 4.5: SEVIRI Kanal 5 ($6.2\mu\text{m}$) und Kanal 6 ($7.3\mu\text{m}$) am 15. August 2008 12:00 UHR UTC

bei $7.3\mu\text{m}$. Dies liegt daran, dass der Wasserdampf nicht eine Absorptionslinie hat (Kapitel 2.2.6), sondern ein gewisses Absorptionsspektrum. Hier werden diese zwei Frequenzen genutzt, damit mit Hilfe der Wichtungsfunktion, die in Abbildung 4.6 aufgezeichnet ist, jeweils andere Höhenbereiche die Messung bestimmen.

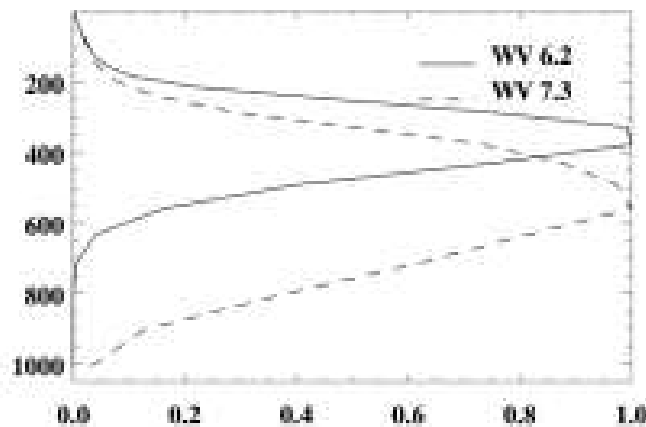


Abbildung 4.6: Normalisierte Wichtungsfunktion (X-Achse) gegen den Druck (Y-Achse in [hPa]) der Spektralen SEVIRI Kanäle 5 und 6 ($6.2\mu\text{m}$ / $7.3\mu\text{m}$) [aus Schmetz et al. (2002)]

4.2.1.4 Die infraroten Fensterkanäle

Die drei infraroten, spektralen Kanäle bei $8.7\mu\text{m}$, $10.8\mu\text{m}$ (in Bild 4.8 gezeigt) und $12.0\mu\text{m}$ liegen, wie Abbildung 4.7 zeigt, in dem nur von der Ozonabsorption unterbrochenem atmosphärischen Fensterbereich. Der $8.7\mu\text{m}$ Kanal gibt Informationen über den Bedeckungsgrad dünner Cirrusbewölkung und unterstützt die Unterscheidung zwischen Eis-

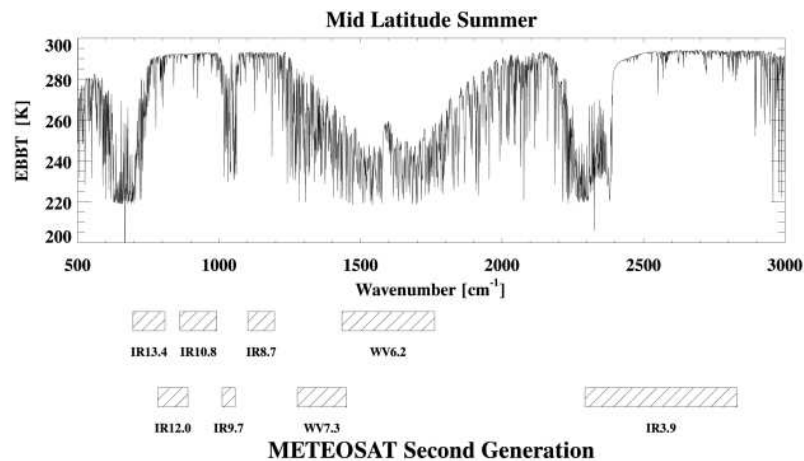


Abbildung 4.7: Thermisches Emissionsspektrum der Erde; Emittierte Schwarzkörper Helligkeitstemperatur (EBBT [K]) gegen die Wellenzahl [cm⁻¹] mit den dazugehörigen MSG-Kanälen. [aus Schmetz et al. (2002)]

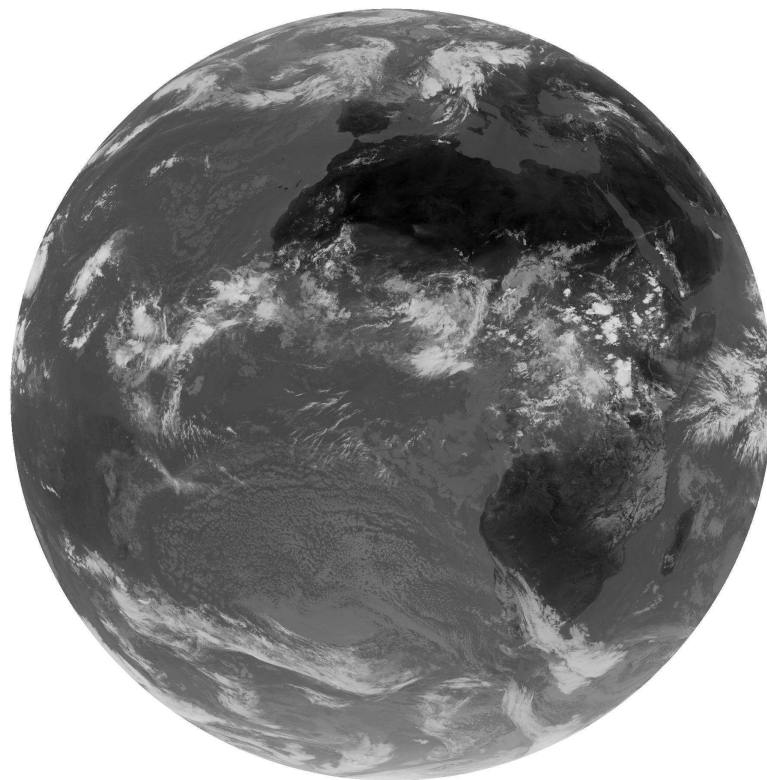


Abbildung 4.8: SEVIRI Kanal 9 (10.8μm) am 15. August 2008 12:00 UHR UTC

und Wasserwolken. Die anderen beiden Kanäle dienen der Bestimmung der Meeres- und Landoberflächentemperatur sowie der Wolkenoberkantentemperatur, da die Atmosphäre in diesen sogenannten Fensterbereichen selber transparent ist. Zusätzlich geben sie Informationen über Cirrusbewölkung und Wolken aus Vulkanasche (Schmetz et al.

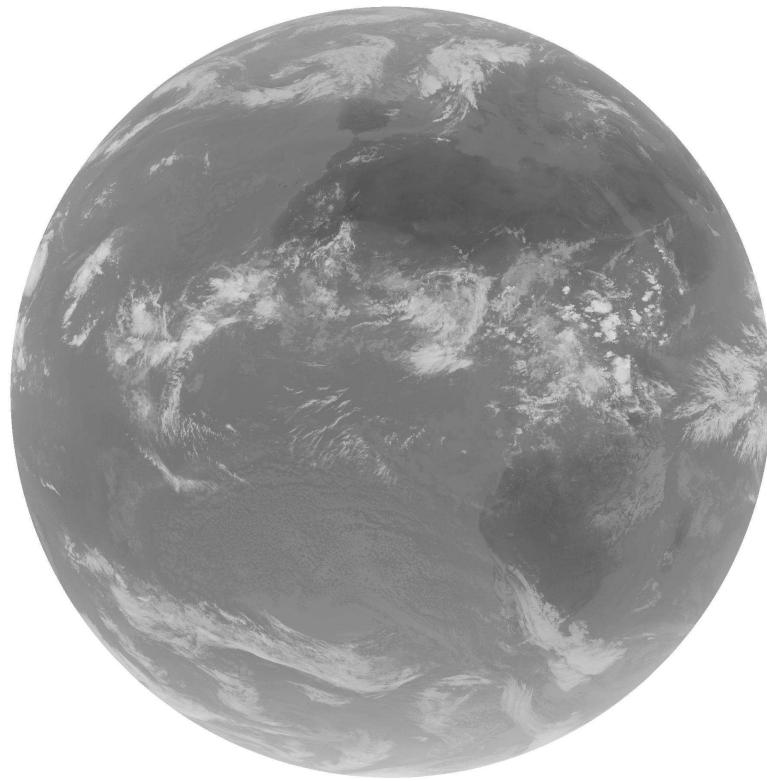


Abbildung 4.9: SEVIRI Kanal 11 ($13.4\mu\text{m}$) im CO_2 -Absorptionsbereich am 15. August 2008 12:00 UHR UTC

(2002)).

Diese Kanäle sind ebenfalls farblich invertiert und helle Bereiche geben niedrige Temperaturen an, dunkle Bereiche hohe Temperaturen.

4.2.1.5 Die infraroten Absorptionskanäle

Die beiden infraroten Kanäle bei $9.7\mu\text{m}$ und $13.4\mu\text{m}$ (Bild 4.9) zeigen die Absorption bzw. Emission von Ozon und Kohlendioxid. Es kann in Kombination mit den Fenster-Kanälen 7,9 und 10 Indikatoren für Stabilitäten, Staub und sowie dem atmosphärischen CO_2 - und O_3 -Gehalts bestimmt werden.

4.2.1.6 Der hochaufgelöste Kanal 12

Der Kanal 12 misst in keinem schmalbandigen Spektralbereich, sondern breitbandig im solaren Spektrum von $0.4\mu\text{m}$ bis $1.1\mu\text{m}$. Dafür hat er eine deutlich höhere Auflösung von 1km im SSP, wodurch man vor allem Wolken besser auflösen kann (siehe Koren et al. (2008)). In Bild 4.10 ist zu erkennen dass die Bewölkung über Zentraleuropa deutlich besser aufgelöst ist als in Bild 4.4. Es wird auch nicht das komplette MSG-Sichtfeld abgebildet, sondern lediglich ein Ausschnitt. Der abgebildete Teil mit Europa und dem

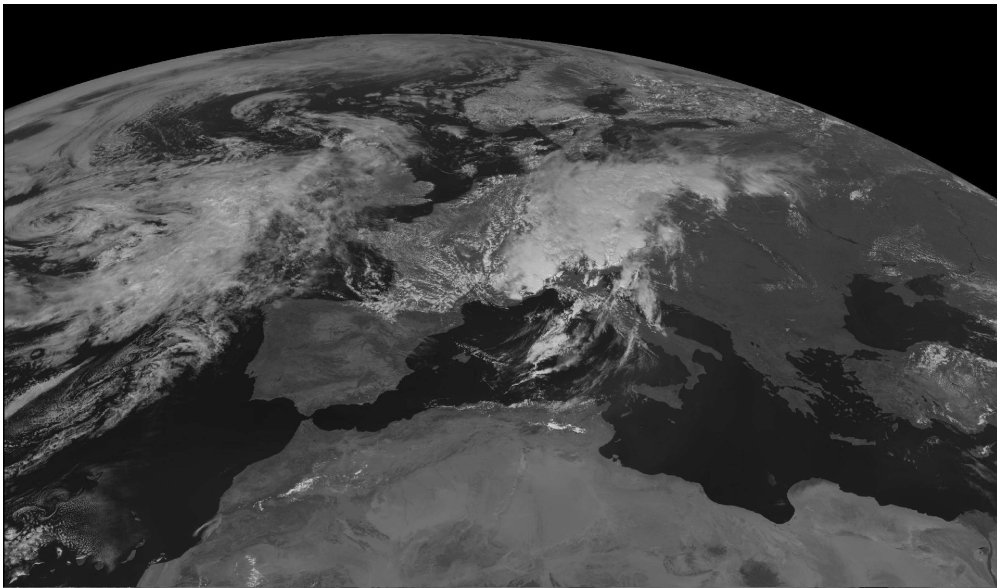


Abbildung 4.10: SEVIRI Kanal 12 (breitbandig im solaren Spektralbereich) am 15. August 2008 12:00 UHR UTC

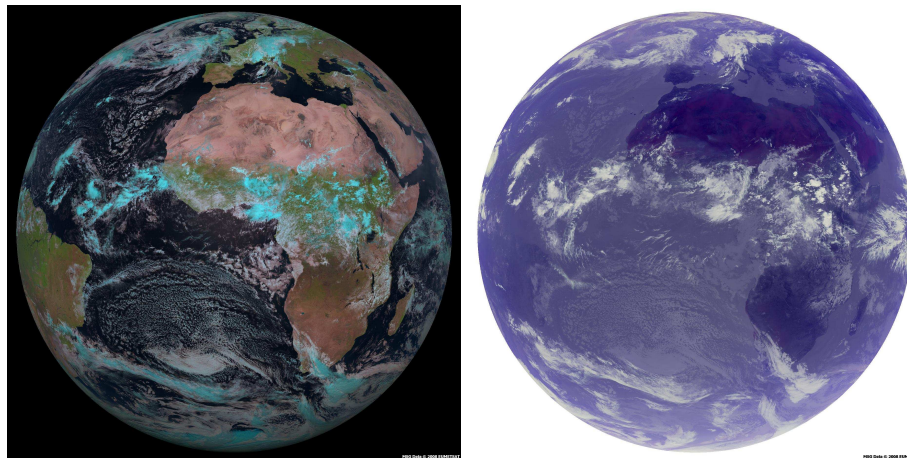


Abbildung 4.11: MSG Farbkombinationen im sichtbaren (links) und infraroten (rechts) am 15. August 2008 12:00 UHR UTC

nördlichen Atlantik wird in normaler zeitlicher Auflösung erfasst. Südlich davon wird ein von West nach Ost wanderndes Feld gemessen, sodass nicht jedes Pixel hier die 15-minütige Auflösung hat. Auch weil dieser Kanal breitbandig misst, aber nicht über das gesamte solare Spektrum, ist er nicht dafür geeignet ihn zur Berechnung von breitbandigen Strahldichten und Strahlungsbilanzen zu nutzen, er dient allerdings zur Visualisierung der Wettersituation.

4.2.1.7 Farbkomposite im sichtbaren und infraroten Spektralbereich

Zur der Vorstellung der Satellitenszenen werden aus Kontrastgründen Farbbilder gezeigt. Diese erhält man, indem man unterschiedliche Kanäle, die nur skalare Informationen liefern, auf die einzelnen Farben des legt. Für das Bild im sichtbaren Bereich legt man Kanal 1 auf Blau, Kanal 2 auf Grün und Kanal 3 auf Rot (siehe Bild 4.11 links). Für das Bild im infraroten Bereich legt man Kanal 7 auf Rot, Kanal 9 auf Grün und Kanal 8 auf Blau (siehe Bild 4.11 rechts).

4.2.2 Was ist GERBE ?

GERBE ist das zweite Instrument auf MSG. Es misst in einer deutlich schlechteren räumlichen Auflösung. GERB schafft in drei Minuten eine kompletten Messung über das Sichtfeld von MSG in einer Auflösung von 256x256 Pixeln mit einer Pixelgröße von ca. 50 km (Harries et al. (2005)). Es misst keine schmalbandigen Strahldichten, sondern breitbandige. Das Instrument besteht aus einem Detektor, der für alle Wellenlängen sensitiv ist. Jedoch beinhalten nur Wellenlängen größer als 0.32 μm genügend signifikante Energie, da aus der reflektierten Strahlung durch Ozon kürzere Wellenlängen absorbiert wurden. Zusätzlich gibt es noch einen Quarzfilter, der nur Wellenlängen kleiner als 4 μm durchlässt, das solare oder kurzwellige Spektrum. Die Differenz aus der breitbandigen Messung und der kurzwelligen Messung ergibt die langwellige emittierte Strahlung der Erdoberfläche und der Erdatmosphäre. Zwischen den Messungen wird eine Schwarzkörpermessung, GERB blickt hierbei ins Weltall, gemacht um das Instrument selber zu kalibrieren. Dies ist notwendig um das gemessene Sensorsignal in eine Strahldichte umrechnen zu können.

Die hier benutzen GERB-Daten sind hochaufgelöste Daten, die mit Hilfe der Daten von SEVIRI auf eine Auflösung von 1237x1237 Pixeln interpoliert werden. Mit den GERB-Daten werden einige für diese Arbeit interessante Parameter mitgeliefert. Dies sind vor allem die optische Dicke und die Bodenszenen im solaren, worauf im folgenden Abschnitt eingegangen wird. Weiter können die GERB-Strahlungsflussdichten dazu genutzt werden die weiter unten erläuterten Konvertierung der SEVIRI Daten in Strahlungsflussdichten zu vergleichen (Klüser (2006)).

Die Bilder in Abbildung 4.12 zeigen die wichtigsten GERB-Produkte. Zum einen die solare (links) und thermische (rechts) breitbandige Strahlungsflussdichte (oben) und die in Kapitel 4.3.1 erläuterte optische Dicke, die ebenfalls zur Erfassung von bewölkten Pixeln genutzt werden kann (unten rechts), und der auf Seite 45 erläuterte Szenentyp (unten links) dargestellt. Es fällt sofort auf, dass die optische Dicke ein ähnliches Bild zeigt, wie die Reflexion der solaren Strahlung. Dies wird in Kapitel 4.3.1 deutlich.

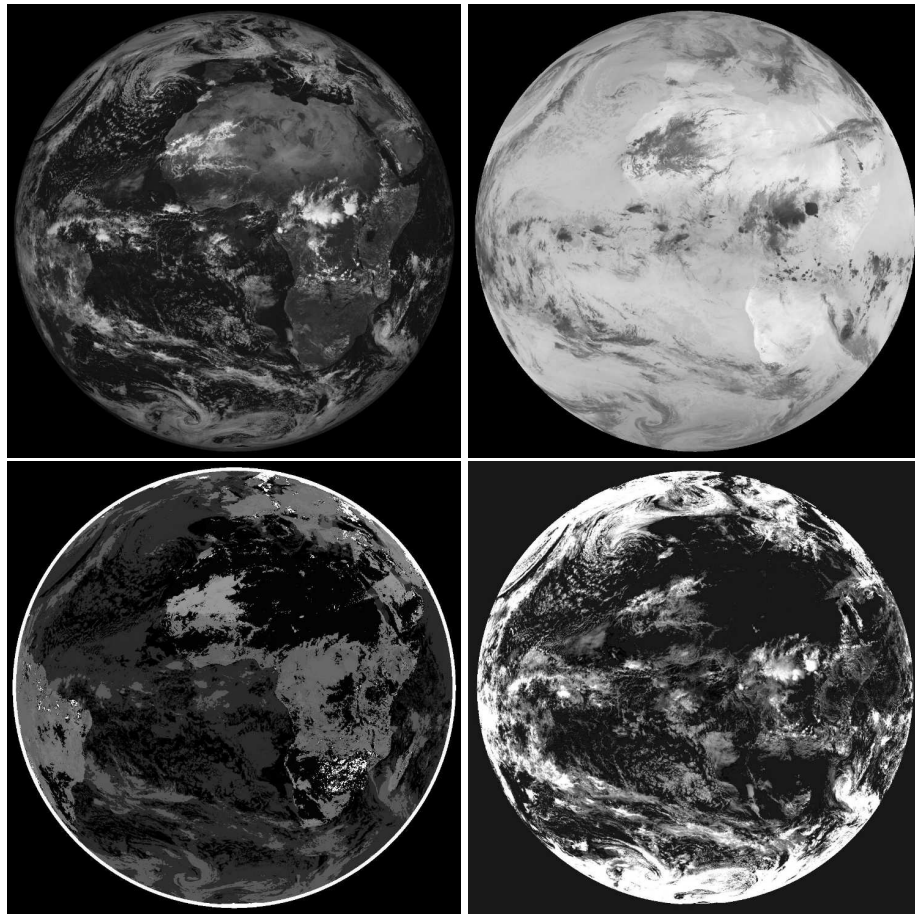


Abbildung 4.12: Daten des GERB-Instrumentes. Solare Strahlungsflussdichte (oben-links); Thermische Strahlungsflussdichte (oben-rechts); Szenen Identifikation (Unten-links); optische Dicke der Wolken (Unten-rechts) am 25. März 2009 12:00 UHR UTC

4.3 Ableitung der einzelnen Parameter

Die gemessenen MSG-Daten sind, bis auf den Kanal 12, schmalbandige Strahldichten. Diese müssen in breitbandige Strahlungsflussdichten umgerechnet werden, damit aus ihnen eine Strahlungsbilanz oder ein Wolkenstrahlungseffekt berechnet werden kann. Des Weiteren muss die solare Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre berechnet werden. Diese Berechnungen werden im Folgenden erläutert. Außerdem werden neben den Daten von SEVIRI noch zusätzliche Informationen benötigt. Diese werden nun einzeln vorgestellt.

4.3.1 Optische Dicke

Die optische Dicke (τ) wird mit den GERB-Daten vom *Royal Meteorological Institute of Belgium* zur Verfügung gestellt und ist in der Auflösung der High-Resolution GERB-Daten bereitgestellt (Clerbaux und Dewitte (2002a)).

Die Optische Dicke wird aus den Reflexionen der drei solaren Kanäle errechnet:

- gemessene Reflexion
- dazugehörige “clearsky”-Reflexion
- modellierte Reflexion für eine bewölkte Szene

Hierfür wird der mittlere Bedeckungsgrad C errechnet, die über die Funktion

$$\tau = \tau(C, \theta_v, \theta_s, \phi, ch, phase, surf) \quad (4.1)$$

die optische Dicke liefert. Eine genauere Beschreibung des gesamten Algorithmuses für die Berechnung der Optischen Dicke, sowie dem mittleren Bedeckungsgrad ist in Ipe et al. (2004) beschrieben. Wobei θ_v , θ_s und ϕ die geometrischen Parameter Sonnenzenithwinkel, Satellitenzenithwinkel und relativer Azimuthwinkel (siehe 4.14) für das jeweilige Pixel sind, ch die 3 solaren Kanäle, $phase$ ist die der Wolkenzustand (Eis oder Wasser) und $surf$ ist die Art des Untergrundes.

4.3.2 Wolkenmaske

Die Wolkenmaske ist ein Produkt, das von Eumetsat, berechnet wird und durch MPEF's (Meteorological Products Extraction Facility) via EUMETCAST gesendet wird. In Bild 4.13 ist hierfür als Beispiel die MSG-Scheibe am 26 Mai 2009 um 18:00 Uhr gezeigt. In der Wolkenmaske wird jedem Bewölkungszustand der Atmosphäre eine Zahl zugeordnet und sie besteht aus folgenden Informationen:

- Ozean, unbewölkter Ozean : 0
- Land, unbewölkt : 1
- bewölkt : 2
- außerhalb der MSG-Scheibe (Sichtwinkel von der Erdoberfläche zu dem Satelliten größer als 75 Grad) : 3

Die sogenannte *calles scene analyses*(SCE) umfasst folgende Tests um ein Pixel als bewölkt oder unbewölkt zu erkennen (siehe EUMETSAT (1999) und EUMETSAT (2007)):

- Reflexions-Tests mit Hilfe aller solaren Kanäle
- Reflexions-Differenz-Tests mit allen Kombinationen der solaren Kanäle
- Temperatur-Tests mit Hilfe der IR-Fenster Kanäle
- Temperatur-Differenz-Tests mit allen Kombinationen von den IR Kanälen 10.8 μ m und 12.0 μ m mit allen solaren und thermischen Kanälen
- Standardabweichung-Tests für die Fenster Kanäle auf einem 3x3 Pixelfeld
- spezielle Wolken-Tests für den *sunlint*-Fall. Sunlint bedeutet, dass die solare Strahlung durch die Oberfläche in die Richtung des Satelliten reflektiert wird

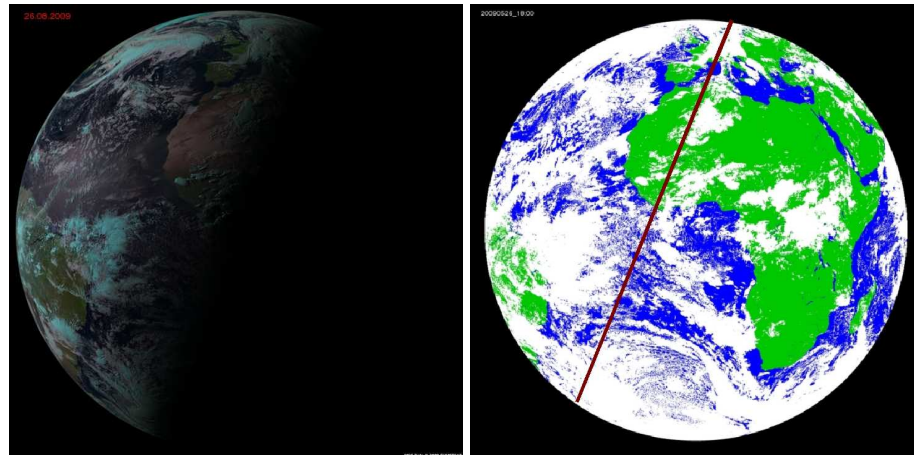


Abbildung 4.13: MSG-Bild vom 26 Mai 2009 18:00 UTC (links) und die entsprechende Wolkenmaske (rechts)

– Schnee- und Eis-Tests

In dem Bild 4.13 ist sehr gut zu erkennen, dass nachts die Wolkenerkennung anhand der solaren Kanäle wegfällt. Dort, wo links die Tag-/Nacht-Grenze verläuft, ist im rechten Bild, der Wolkenmaske, ein Musterunterschied zu sehen.

4.3.3 Breitbandige Strahlungsflüsse

In der Betrachtung von Strahlungseffekten ist es sinnvoll nicht schmalbandige Strahldichten zu betrachten, sondern breitbandige Strahlungsflussdichten. Diese geben an, welche Menge an solarer oder thermischer Energie in den Halbraum gestrahlt wird. Wogegen die schmalbandige Strahldichte nur aussagt, wie viel Energie in einem schmalen Wellenlängenbereich in die Richtung des Satelliten emittiert oder gestreut wird. Die Umrechnung ist jedoch nicht trivial. Im Folgenden wird vorgestellt, wie dies in dieser Arbeit gemacht wird.

Es soll hiervor noch die Geometrie der Satelliten-Sonnen-Beobachter-Beziehung anhand der Abbildung 4.14 näher erläutert werden:

Hier ist θ_0 der Sonnenzenithwinkel, θ der Sichtfeldzenithwinkel, also der Winkel, in dem der Beobachter (das Pixel) den Satelliten sieht, und ϕ der relative Azimuthwinkel. Zur Berechnung der reflektierten solaren Strahldichte, die den Satelliten erreicht, muss nicht nur der Sonnenzenithwinkel berücksichtigt werden. Die Reflexion ist ebenfalls von dem relativen Azimuthwinkel zum Satelliten und von dem Sichtfeldzenithwinkel, in dem das Pixel den Satelliten sieht, abhängig.

Wie schon oben erwähnt, ist es nicht so einfach von der Strahldichte auf die Strahlungsflussdichte zu schließen. Das Ziel ist, herauszufinden, wie viel Energie in den Halbraum gestrahlt wird. Hierfür muss zunächst bestimmt werden, welcher Anteil dieser der reflektierten oder emittierten Strahlung in Richtung Satellit gestreut/emittiert wird. Es

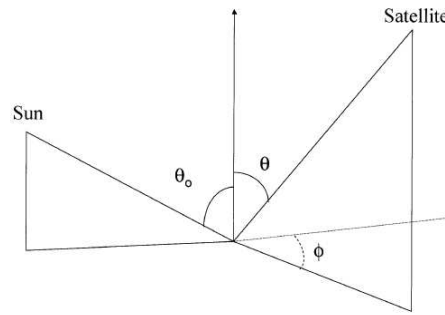


Abbildung 4.14: Erd-Sonnen-Satelliten Geometrie [Aus Loeb et al. (2003b)]

wird der thermische und der solare Fall getrennt voneinander diskutiert.

4.3.3.1 Umrechnung von schmalbandigen in breitbandige Strahldichten (engl. Narrow-to-broadband conversion)

Da gerade bei Wolken der Effekt im gesamten thermischen und solaren Spektralbereich von Interesse ist und nicht nur bei einer bestimmten Wellenlänge, muss zuerst die breitbandige Strahldichte bestimmt werden. Dies ist auch wichtig, damit man nicht den Effekt von Wasserdampf oder wichtigen atmosphärischen Gasen, wie zum Beispiel Kohlendioxid ignoriert. Hierzu muss aus den sieben thermischen bzw. den drei solaren Kanälen eine breitbandige Strahldichte berechnet werden. Man benötigt hierfür das Integral über alle Wellenlängen, wie in Gleichung 2.12 dargestellt.

Clerbaux und Dewitte (2002c) haben einen Algorithmus entwickelt, der aus den schmalbandigen Strahldichten breitbandige Strahldichten rechnet. Er nutzt die ersten drei Kanäle für die solare Strahldichte und die letzten sieben Kanäle für die thermische Strahldichte. Der Kanal vier wird hier außer Acht gelassen, da er tagsüber aus einem Mischsignal besteht. Dieser Algorithmus besteht aus einer linearen Regression an Modell und CERES-Daten, die als ein guter Kompromiss aus Rechenaufwand und Genauigkeit ermittelt wurde (auch in Klüser (2006) beschrieben).

Im solaren Fall wird die breitbandige Strahldichte durch die lineare Beziehung

$$L_{sw} = \beta_0 + \beta_1 L_1 + \beta_2 L_2 + \beta_3 L_3 \quad (4.2)$$

berechnet. Die Indizes stehen für den jeweiligen Kanal und β bezeichnet den Regressionskoeffizienten.

Im thermischen Spektralbereich zeigen Clerbaux und Dewitte (2002c) eine starke Abhängigkeit der Regressionskoeffizienten vom Sichtfeldzenithwinkel. Die breitbandige Strahldichte im Thermischen berechnet sich folgendermaßen:

$$L_{tw} = \beta_0(\theta_v) + \beta_5(\theta_v) L_5 + \beta_6(\theta_v) L_6 + \beta_7(\theta_v) L_7 + \beta_8(\theta_v) L_8 + \beta_9(\theta_v) L_9 + \beta_{10}(\theta_v) L_{10} + \beta_{11}(\theta_v) L_{11}. \quad (4.3)$$

Somit wird ohne Verlust der zeitlichen Auflösung und ohne großen Rechenaufwand ein breitbandiges Signal errechnet. Im Folgenden soll gezeigt werden, wie diese breitbandi-

gen Strahldichten in breitbandige Strahlungsflussdichten konvertiert werden können.

4.3.3.2 „Radiance-to-Flux“-Konvertierung

4.3.3.2.1 Solarer Fall Die Konvertierung der Strahldichte in einen Strahlungsflussdichte ist keineswegs trivial, da sich die an Wolken reflektierte solare Strahlung sehr anisotrop verteilt ist. Hinzu kommt die bidirektionalen Reflexionsfunktion des Untergrundes.

Da Satelliten jeden Punkt auf der Erde nur aus einem bestimmten Winkel betrachten (siehe hierzu Abbildung 4.14), kann das Integral aus Gleichung 2.13 nicht gelöst werden. Man kann in erster Annäherung nach dem Lambert’schen Modell verfahren, d.h. eine isotrope Reflexion annehmen ($F = \pi L$). Um realistisch abzuschätzen, welchen Anteil die Strahlung, die man am Satelliten misst, an dem reflektierten Strahlungsfluss hat, werden sogenannte *Angular Distribution Model* (ADM) entwickelt (siehe Suttles und Coauthors (1988)). Diese sind für die das CERES-Instrument errechnet worden (siehe Loeb et al. (2003b)).

Anisotrop reflektierte Solarstrahlung Das von Loeb et al. (2003b) entwickelte Modell ist ursprünglich für CERES (Wielicki et al. (1996)) gemacht worden, kann aber auch für MSG genutzt werden, da ein ähnlicher spektraler Bereich betrachtet wird.

Mit Hilfe des Modells wurde ein Satz von sogenannten Anisotropie-Korrektur-Faktoren R berechnet. Diese variieren mit dem Sonnenzenithwinkel, dem relativen Azimuthwinkel, dem Sichtfeldzenithwinkel und dem Oberflächenszenario und geben die Abweichung von dem Lambert’schen Modell an. Das Oberflächenszenario basiert auf der Vegetation sowie der Windgeschwindigkeit über Ozeanflächen, um deren Rauigkeit zu berücksichtigen. Bei bewölkter Atmosphäre wird der Bedeckungsgrad und die mittlere Optische Dicke miteinbezogen. Im Anhang sind alle Szenen mit ihren Merkmalen aufgeführt (B.3).

Da CERES auf TRMM einer Umlaufbahn mit geringer Abdeckung hatte (Sichtfeld 35°S bis 35°N), existieren diese Korrekturen hauptsächlich für tropische und subtropische Regionen und nicht für die mittleren Breiten. Zudem wurde aufgrund der kurzen Lebensdauer der TRMM-Mission zur Weiterentwicklung der ADMs Daten der CERES-Instrumente auf TERRA benutzt.

Somit liegen zur Zeit 532800 Korrekturparameter vor (592 Szenarien, 10 Sonnenzenithwinkel Intervalle, 10 Sichtfeldzenithwinkel Intervalle und 9 Azimuthwinkel Intervalle). Es ergibt sich über die Gleichung

$$F_{sw} = \frac{\pi L_{sw}(\Theta_s, \Theta_v, \Phi)}{R(SI, \Theta_s, \Theta_v, \Phi)} \quad (4.4)$$

ein um die anisotrope Reflexion korrigierter Strahlungsfluss.

Der Korrekturparameter ist wie oben schon erwähnt für diverse Kombinationen aus Sonnenzenith-, Sichtfeldzenith- und relativen Azimuthwinkel bereitgestellt worden. Die verschiedenen Szenen sind von CERES jeweils in unterschiedlichen Winkeln gemessen

worden, woraus mit Hilfe eines Modells die Strahlungsflussdichte errechnet wurde. Die hierzu benötigten Parameter werden in dem GERB-HR-Produkt des RMIB (Royal Meteorological Institut of Belgium) ebenso wie die SEVIRI-Daten in 15-minütiger Auflösung bereitgestellt.

4.3.3.2.2 Thermischer Fall Körper emittieren ihre Energie isotrop, sodass man die gemessene Strahldichte lediglich über den Halbraum integrieren muss (**Lambert'sche Modell**), wie in Gleichung 2.13 beschrieben:

$$F = \pi L \quad (4.5)$$

Clerbaux und Dewitte (2002b) fanden im Falle der thermischen Strahlung heraus, dass die Abhängigkeit vom Sonnenzenithwinkel und vom Azimuthwinkel zu vernachlässigen ist. Lediglich eine Abhängigkeit vom Sichtfeldzenithwinkel θ_v wurde gefunden. Diese Abhängigkeit ist durch die höhere Absorption und Emission auf Grund des längeren Weges durch die Atmosphäre bei größeren Sichtfeldzenithwinkeln begründet (*limb-darkening-model*). Somit muss auch hier eine Erweiterung des Lambert'schen Modells gemacht werden:

$$F_{lw} = \frac{\pi L_{lw}(\theta_v)}{R_{lw}(\theta_v)}. \quad (4.6)$$

Diese Berücksichtigung wird mit Hilfe eines langwelligen Anisotropiemodells erreicht, das den Korrekturfaktor R bestimmt.

4.3.4 Berechnung der solaren Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre

Für die Berechnung der Energiebilanz benötigt man die solaren Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre für das jeweilige SEVIRI-Pixel zum Zeitpunkt der Betrachtung. Diese berechnet sich nach der Gleichung :

$$F_{sol} = \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 \frac{S_0}{\cos \Theta_s} \quad (4.7)$$

aus der Solarkonstante ($S_0 = 1368 \frac{W}{m^2}$), dem Abstand zwischen der Erde und der Sonne r , dem mittleren Abstand zwischen Erde und Sonne r_0 sowie dem Kosinus des Sonnenzenithwinkels Θ_s (Kidder und Vonder Haar (1995)). Der Sonnenzenithwinkel

$$\cos \Theta_s = \sin \Phi \sin \delta + \cos \Phi \cos \delta \cos h \quad (4.8)$$

wird mit Hilfe von Methoden zur Bearbeitung der SEVIRI-Daten aus der EUMETSAT-SPT (*Seviri Pre-Processing Toolbox*, Govaerts et al. (2006)) berechnet. Die weiteren Variablen in der Gleichung 4.8 sind der relative Azimuthwinkel Φ , die Deklination δ und der Stundenwinkel h .

4.3.5 Helligkeitstemperatur

Mit Hilfe des Planck-Gesetzes (Kapitel 2.2.4) lässt sich die Strahldichte über Gleichung 2.7 in eine äquivalente Schwarzkörpertemperatur umrechnen. SEVIRI misst allerdings nicht bei einer exakten Wellenlänge, sondern in einem Wellenlängenintervall, wodurch sich die gemessene Strahldichte ergibt:

$$\bar{L} = \frac{\int_{\Delta\nu} \phi_\nu L_\nu(T_b) d\nu}{\int \phi_\nu d\nu} \quad (4.9)$$

L_ν ist die Planck Funktion, ϕ_ν die SEVIRI Antwortfunktion, und ν die Wellenzahl. Diese nur schwer analytisch zu lösende Funktion wurde von Tjemkes (2005) durch eine Parameter-Funktion (Gleichung 4.10) angenähert. Durch eine nicht-lineare Regression sind aus Gleichung 4.9 für die einzelnen thermischen SEVIRI-Kanäle Tabellen errechnet worden, aus denen sich die Parameter α und β ergeben:

$$\bar{L} \approx \frac{2hc^2\nu^3}{\exp \frac{hc\nu_c}{K_B[\alpha T_b + \beta]} - 1} \quad (4.10)$$

Hier ist ν_c die zentrale Wellenlänge und K_B die Boltzman-Konstante. Invertiert man diese Funktion, so erhält man die anzuwendende Gleichung um die äquivalente Helligkeitstemperatur aus den SEVIRI-Kanälen zu berechnen:

$$T_b = \frac{hc\nu_c}{K_B \alpha \log \frac{2hc^2\nu_c^3}{\bar{L} + 1}} - \beta. \quad (4.11)$$

Mit diesem Verfahren erhält man aus der am Instrument gemessenen Strahldichte die Helligkeitstemperatur unter der Annahme, dass die Erdoberfläche oder die Wolkenoberkante isotrop und wie ein Schwarzer Körper strahlt.

Kapitel 5

Wolkenverfolgung

5.1 Einleitung

Mit Hilfe von METEOSAT 8/9 ist es möglich, Wolken und Wolkensysteme während ihres gesamten Zykluses zu verfolgen. Aufgrund der räumlichen Auflösung von 3km x 3km im Nadir kann allerdings nicht ausgeschlossen werden (siehe Koren et al. (2008)), dass es wolkenfreie Gebiete in den als bewölkt detektierten Pixeln gibt und dort ein Mischsignal vorliegt.

Im Falle konvektiver Frontbewölkung oder „Schönwetterwolken“ zum Beispiel liegt die Größe einer Wolke meist unter drei Kilometern. Das SEVIRI Signal ist hier als Mischsignal zwischen unbewölkter und bewölkter Atmosphäre anzusehen, was später zu Fehlern in der Wolkenstrahlungseffektberechnung führen kann.

5.2 Überblick bisheriger Arbeiten zum Thema Wolken- und Luftmassenverfolgung

Wolken oder Luftmassen mit Hilfe von Satelliten zu verfolgen ist eine schon oft genutztes Verfahren. Schon mit den ersten wissenschaftlichen Satelliten in den frühen 1960er Jahren wurde festgestellt, dass man Luftmassen verfolgen kann. Hierzu gibt es eine Beschreibung der ersten Versuche und Ansätze bis in die erste Zeit dieses Jahrtausends in Menzel (2001). Die Idee war es, durch Identifikation der Wolken Windvektoren (AMV) zu erstellen um so die Windgeschwindigkeit in verschiedenen Schichten zu bestimmen. Hierzu wurde der Versatz einzelner Teile der Wolken beobachtet. Seit dem Start der GOES und Meteosat Satelliten lagen zusätzlich Information über die Wasserdampfverteilung vor, wodurch Windvektoren auch in unbewölkten Regionen erstellen werden konnten.

Genutzt wurden diese Erkenntnisse zunächst um mesoskalige Strukturen zu bestimmen. Hier wurde zum Beispiel mit Hilfe von Wolken-Versatz-Vektoren (cloud motion vectors) die mesoskalige Struktur des subtropischen Jets untersucht um die Divergenz und Vorticity der Region zu erhalten. Vor allem über den Ozeanflächen erhielt man so Erkenntnisse über die Luftbewegung, die durch stichprobenhafte Messungen durch z.B. Radiosonden

nicht erreicht werden kann (First GARB Global Experiment (FGGE) in 1979).

Die oben erwähnten zusätzlichen Wasserdampf-Versatz-Vektoren ermöglichen außerdem die Bestimmung der wetterbeeinflussenden Leitströmungen (steering currents), die unter anderem Informationen über Hurricanes liefern. Dies entwickelte sich zu einem operationellen globalen Windfeld im drei Stunden Intervall mit bis zu 10 000 Vektoren für ein Windfeld.

Hier soll nun das Verfolgen von Wolkenfeldern genutzt werden um eine Wolke oder ein Wolkensystem über die Dauer ihres Lebenszykluses beobachten und dessen Strahlungsbilanz analysieren zu können.

5.3 Manuelles Verfahren

5.3.1 Einleitung

Wenn eine Analyse über den gesamten Wolkenlebenszyklus gemacht werden soll, ist es wichtig die Wolke in ihrem ersten Zeitschritt zu erkennen. Dies kann in einem automatisierten Verfahren, wie in Kapitel 5.4 beschrieben, zu Fehlern führen. Im Folgenden werden zunächst der Hintergrund und das Verfahren zur manuellen Wolkenerkennung und Wolkenverfolgung beschrieben sowie Vor- und Nachteile erläutert und zum Schluss bewertet.

5.3.2 Verfahren

Vollständige Wolkenverfolgung wird dadurch erschwert, dass sich gerade konvektive Wolken der inneren Tropen nicht immer vollständig auflösen, sondern in eine tiefe, flache Bewölkung übergehen. Es wird versucht Wolken zu finden, die über ihren kompletten Lebenszyklus hinweg getrennt von angrenzender Bewölkung sind. Dann kann man für diese Wolke über die unterschiedlichen Phasen ihres Zykluses den Wolkenstrahlungseffekt errechnen und analysieren.

Zunächst wird eine Wolke auf der MSG-Scheibe identifiziert, welche die oben beschriebene Anforderung erfüllt. Danach wird in einem Bild, dass die gleiche Auflösung hat, wie die Satellitendaten, die Wolke in allen Zeitschritten farblich markiert. Die Markierung kann theoretisch in jedem der ersten elf Kanäle gemacht werden, jedoch bietet sich der Kanal 9 an, da hier über den ganzen Tag Wolken identifiziert werden können. Ebenfalls muss ein Bereich markiert werden, der optisch unbewölkt ist, um den "clearsky"-Wert zu bestimmen. Dieser Bereich sollte möglichst nahe an der markierten Wolke liegen und einen möglichst gleichen Untergrund aufzeigen. Dies ist wichtig, da sich sonst in dem Wolkenstrahlungseffekt der Fehler, im solaren und thermischen, auf Grund der unterschiedlichen Eigenschaften der Untergründe vergrößert.

Dieses Problem ist hier nicht zu vermeiden, es sollte allerdings darauf geachtet werden den Unterschied möglichst klein zu halten. Gerade über dem Ozean wird der Fehler klein, da die Temperatur und Albedo über die betrachtete Fläche als homogen verteilt angenommen werden können. Im solaren Bereich muss hier allerdings noch die Abhän-

gigkeit der Albedo von dem Sonnenstand berücksichtigt werden.

Nun werden für die markierten Flächen in den Bildern die Satellitendaten ausgewertet. Die bewölkte Fläche wird dadurch definiert, dass die Temperatur unter einem bestimmten Wert liegt. Es wurde in dieser Arbeit die eine maximale Temperatur von 270 K angenommen, da Spezielfälle, wie Eisuntergrund durch die optische Betrachtung ausgeschlossen werden können. Für die Erkennung unbewölkter Pixel gibt es diverse Methoden:

- Nutzen der Eumetsat Wolkenmaske (EUMETSAT (2007))
- Bestimmung der emittierten Temperatur und setzen eines Schwellwertes

Diese Methoden werden im weiteren Verlauf auch getestet. Es ist notwendig verschiedene Möglichkeiten zu haben, da es zu Datenlücken kommen kann.

Berechnung des Wolkenstrahlungseffektes einer gesamten Wolke Um den Wolkenstrahlungseffekt einer gesamten Wolke zu berechnen, muss man zuerst wissen, wie groß die Wolke ist. Man erhält zunächst die Pixelanzahl der Wolke für einen Zeitschritt. Allerdings haben die Pixel aufgrund der sphärischen Form der Erde in verschiedenen Gebieten auf der Erdoberfläche eine unterschiedliche Pixelgröße. Zum einen ist das SEVIRI-Sichtfeld zum Rand der Scheibe elliptisch verzogen, zum anderen ist durch die Kugel-form der Erde diese Ellipse, auf die Erde projiziert, noch einmal vergrößert. Dies ist in der Abbildung 5.1 gezeigt.

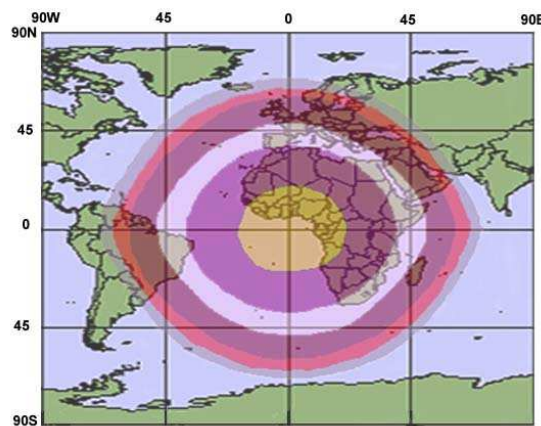


Abbildung 5.1: Erdoberflächenauflösung von SEVIRI. Verschlechterung der Auflösung mit der Entfernung von dem Subsatellitenpunkt. Die Kreise geben die Pixelgröße von innen nach außen an. 3.1km, 4km, 5km, 8km und 11km (aus EUMETSAT (2001)).

In Tabelle 5.1 wird diese Vergrößerung in Abhängigkeit des Sichtfeldzenithwinkels (VZA) gezeigt:

Mit dieser Information kann man für die Regionen, in denen sich die Wolke befindet,

Pixelgröße [km]	VZA [°]
3.1	< 25
4	< 45
5	< 55
6	< 65
8	< 70
11	> 70

Tabelle 5.1: Abhängigkeit der Pixelgröße von dem VZA, nach der Abbildung 5.1

die geometrische Pixelgröße anpassen. Da zuvor der Wolkenstrahlungseffekt für die Einheitsfläche $\frac{W}{m^2}$ berechnet wurde, muss dieser Wert lediglich mit der Fläche der Wolke multipliziert werden. Das Ergebnis muss über den Lebenszyklus aufsummiert werden. Somit erhält man die Energie, die eine Wolke bzw. das System Wolke-Erde, pro Zeiteinheit verliert oder gewinnt.

Ebenfalls wird der Mittelwert der Wolkenstrahlungseffekte für die Lebenszeit der jeweiligen Wolke berechnet, um diese Werte mit den Ergebnissen aus Kapitel 3 vergleichen zu können.

5.4 Automatisiertes Verfahren

5.4.1 Einführung

Eine Verfahren zur automatischen Verfolgung hochreichender konvektiver Wolkensysteme ist von Marc Schröder an der FU Berlin entwickelt worden. Es ist bisher benutzt worden, um Entstehungsgebiete von hochreichend konvektiven Wolken und die lokale Zeit der Entstehung zu untersuchen (siehe Schröder et al. (2009)).

5.4.2 Die Theorie

Das geschriebene Programm zur Wolkenverfolgung wird zur Detektion für hier interessante Wolken abgeändert. Es basiert im wesentlichen auf der Tatsache, dass man aufgrund der hohen zeitlichen Auflösung von MSG von einem nicht allzu großen Versatz einzelner Wolken ausgehen kann. Wenn sich die Position einer bewölkten Fläche innerhalb zweier Zeitschritte bewegt wird angenommen, dass es eine Wolke ist. Wenn sie sich nicht bewegt, sondern gleich bleibt, geht der Algorithmus davon aus es könne sich ebenso gut um eine eisbedeckte Fläche handeln. Ist der Versatz allerdings so groß, dass die gesamte Wolke in anderen Pixeln liegt, es keinen Überlappungsbereich mehr gibt, erkennt der Algorithmus die Wolke nicht als eine, sondern als zwei unterschiedliche Wolken.

5.4.3 Wolkenerkennung

Zur Erkennung von bewölkten Pixeln muss ein Kriterium bestimmt werden. Es werden nun verschiedene Ansätze hierfür vorgestellt.

- Die Helligkeitstemperatur in einem Fensterkanal 9 bei $10.8\ \mu\text{m}$:
Man kann davon ausgehen, dass bewölkte Pixel eine bestimmte Wolkenoberkanten­temperatur nicht überschreiten. Man nimmt zum Beispiel in den Tropen bei der Verfolgung von hochkonvektiven Wolken eine maximale Helligkeitstemperatur von $230\ \text{K}$ an. Allerdings sind frontale Wolken deutlich wärmer, vor allem, weil die Tropopause in den mittleren Breiten nicht so hoch ist, und somit die Luft beim aufsteigen nicht so weit abkühlen kann. Wählt man eine zu hohe Temperatur kann der Algorithmus auch nicht bewölkte Pixel mit sehr niedriger Bodentemperatur als Wolke detektieren.
- Die Kombination aus der Helligkeitstemperatur in dem Fenster-Kanal 9 mit der Helligkeitstemperatur aus den Wasserdampf-Absorptions-Kanal 5 bei $6.2\ \mu\text{m}$:
Wenn man annimmt, dass hochkonvektive Wolken beim Durchbruch durch die Tropopause Wasserdampf transportieren (siehe Kapitel 2.4.1.2), dann hat man eine wärmere Helligkeitstemperatur im Wasserdampf-Absorptions-Kanal als im Fenster-Kanal (siehe Schmetz et al. (1997), $\Delta BT = BT_{06.2} - BT_{10.8}$). Damit werden allerdings nur hochkonvektive Wolken erkannt, meist in den Tropen. Liegt eine solche hochkonvektive Wolke vor ist $\Delta BT \geq 0$. Hinzu kommt, dass die Wolken erst in einem späten Stadium des Wolkenlebenszykluses erkannt werden. Es ist höchstens ein Kriterium im Rahmen der Weiterverarbeitung nach der Erkennung (siehe Schröder et al. (2009)).
- Die Kombination des Kanal 9 mit der Reflektivität eines solaren Kanals (Kanal 1 misst bei $0.64\ \mu\text{m}$):
Diese Kombination deutet fast sicher auf eine Wolke hin und gibt die Möglichkeit diverse Wolkentypen direkt anzusprechen. Allerdings besteht auch hier die Gefahr, eis- und schneebedeckte Flächen als Wolke zu erkennen. Die Erkennung könnte ebenfalls mit Hilfe der Unterschiede der Reflektivitäten der solaren Kanäle arbeiten und somit die Eis- und Schneeflächen von den Wolken unterscheiden. Zudem steht dieses Kriterium nur tagsüber zur Verfügung.

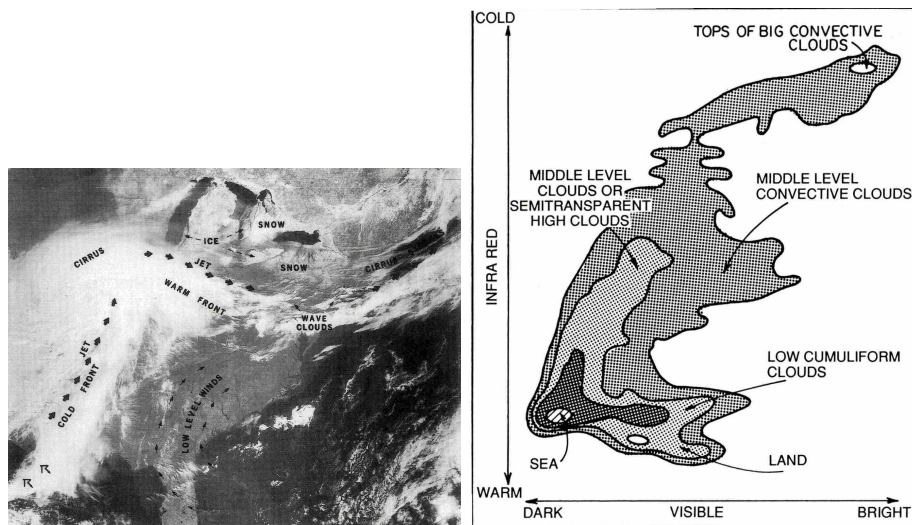


Abbildung 5.2: Links ist eine Satellitenaufnahme der Ostküste der USA mit verschiedenen Wolkentypen und Eis- und Schneeuntergründen. Rechts ist ein Histogramm gezeigt, das die Einteilung von Wolken anhand Helligkeitstemperatur und Reflektivität beschreibt [aus Kidder und Vonder Haar (1995)]

5.4.4 Verfahren der Wolkenverfolgung

Die Verfolgung einer Wolke in zwei aufeinander folgenden Zeitschritten ist das Kernstück dieses Algorithmuses. Es werden in einem bestimmten Gebiet oder auf der kompletten MSG-Scheibe alle Pixel, die mindestens einem der oben genannten Kriterien gehorchen, herausgesucht (Im Falle dieser Arbeit wird mit der maximalen Helligkeitstemperatur im Fensterkanal $10.8 \mu\text{m}$ gearbeitet). Im nächsten Schritt wird eine Maske erstellt, in der alle Pixel die Kennung Eins erhalten, die nach mindestens einem der oben genannten Kriterien als bewölkt erkannt wurden. Den restlichen Pixeln wird die Zahl Null zugewiesen. Dieses Verfahren wird für den nächsten Zeitschritt wiederholt und man addiert beide Masken. Hieraus ergibt sich eine Matrix des untersuchten Gebietes, die aus den Zahlen Eins und Zwei besteht. Alle Einsen beinhalten die Information, dass die Wolke nur in einem Zeitschritt erkannt worden ist. Alle Zweien beschreiben ein Gebiet, in dem die Pixel in beiden Zeitschritten als bewölkt erkannt worden sind, womit die Wolke aus dem ersten Zeitschritt im folgenden identifiziert ist. In dem nächsten Schritt werden zusammenhängende Felder gesucht. Es wird hierbei jedes Pixel mit der Zahl Zwei erkannt, das von einem Ausgangspixel durch ein oder mehrere Pixel, denen die Zahl Zwei zugeordnet ist, verbunden ist. Zusammenhängende Pixel erhalten eine gemeinsame Zahl und werden als eine Wolke betrachtet. Somit kann ebenfalls erkannt werden, ob zwei Wolken miteinander verschmelzen oder sich trennen.

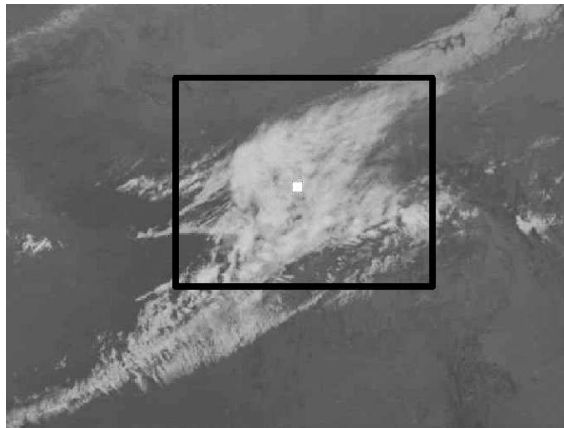


Abbildung 5.3: MSG-Bild, das die durch den automatisierten Algorithmus markierte Wolke zeigt, in in deren gemittelter Position markiert wurde.

5.5 Vorteile und Nachteile

Diese beiden Verfahren zur Erkennung und Verfolgung von Wolken haben Vor- und Nachteile, die im Folgenden diskutiert werden. Das manuelle Verfahren ist sehr zeitaufwendig, da jede Wolke in jedem Zeitschritt manuell markiert werden muss. Auf der anderen Seite kann man mit dieser Methode eine Wolke vom ersten Pixel an verfolgen. Das automatisierte Verfahren hat den Vorteil, dass man in relativ kurzer Zeit eine große Anzahl an Wolken verfolgen kann. Allerdings wird in dem Algorithmus, in seiner jetzigen Form, nur die mittlere Position gespeichert. Um den Wolkenstrahlungseffekt oder Informationen über die Inhomogenität der Wolke aus dem Datensatz zu erhalten, muss man alle Pixel der Wolke betrachten. Um dies zu ermöglichen werden alle Pixel innerhalb eines Quadrates um die mittleren Wolkenposition betrachtet. Dieses Quadrat enthält die gleiche Anzahl an Pixeln, wie die Wolke selbst. Dabei ist allerdings nicht sichergestellt, dass man die alleine die ursprüngliche Wolke getroffen hat. Abbildung 5.3 zeigt ein Wolke in deren Mitte ein weißer Punkt ist, der die mittlere Wolkenposition angibt. In diesem Fall sind die oberen und unteren Teile der Wolke nicht innerhalb des gewählten Quadrates. Ebenso besteht die Möglichkeit, dass im Falle nahe zusammenliegender Wolken, Teile einer anderen Wolke innerhalb des Quadrates liegen und somit die den Wolkenstrahlungseffekt der eigentlich betrachteten Wolke verfälschen.

5.6 Bewertung

Das manuelle Verfahren zur Verfolgung von Wolken über ihren gesamten Lebenszyklus zu untersuchen ist genauer als das automatische Verfahren, weil es zum einen möglich ist die Wolke zum Zeitpunkt der Entstehung bereits zu erkennen und zum anderen bis zur Auflösung zu verfolgen. Ebenfalls wird zur Bestimmung der „clear sky“-Emission und -Reflexion der „clear sky“-Bereich in jedem Zeitschritt bewusst gewählt und nicht,

wie im Falle des automatischen Verfahrens durch ein Mittel aller „clear sky“-Pixel in der direkten Umgebung gewählt. Ein weiterer Grund für die höhere Genauigkeit des manuellen Verfahrens ist, dass man durch die direkte Betrachtung in jedem Zeitschritt weiß, wie sich der Untergrund der Wolke verhält und ob er sich verändert.

Es werden in den kommenden Kapiteln Wolken vorgestellt, die manuell und automatisch verfolgt wurden. Zum Schluss werden noch die Ergebnisse beider Verfahren verglichen.

Kapitel 6

Strahlungsbilanz konvektiver Wolken

6.1 Einleitung

Konvektive Wolken spielen eine wichtige Rolle in der Strahlungsbilanz und der Luftdurchmischung der Atmosphäre. Durch ihre weitreichende vertikale Bewegung führen sie einen Luftaustausch zwischen den niedrigen und den hohen Luftschichten durch. In dieser Arbeit wird nur die Strahlungsbilanz solcher Wolken betrachtet, aber selbst diese kann schon Antrieb für meridionale und horizontale Bewegungen sein. Dies wurde in Kapitel 3 anhand von Kato et al. (2008) gezeigt. In der Veröffentlichung ist der meridional gemittelte Netto-Wolkenstrahlungseffekt für die Atmosphäre gezeigt und es ergibt sich ein positiver Wert im Bereich der Tropen, in denen hauptsächlich diese hochreichend konvektiven Wolken vorkommen und ein negativer Wert in den polaren Regionen. Dies führt zu einem durch Wolken induziertem Energietransport von den Tropen zu den Polen.

Mit Hilfe der im vorherigen Kapitel beschriebenen Wolken-Verfolgungs-Algorithmen ist es möglich eine einzelne Wolke über eine bestimmte Zeit zu verfolgen.

Ist die Wolke erkannt und über ihren gesamten Lebenszyklus markiert, kann man aus den SEVIRI- und GERB-Daten folgende Strahlungseigenschaften abschätzen:

- die Albedo der Wolke und der benachbarten unbewölkten Atmosphäre
- die mittlere Wolkenoberkantentemperatur der bewölkten Pixel und der benachbarten unbewölkten Pixel
- die Standardabweichung der Wolkenoberkantentemperatur als Maß für die Variabilität der Wolkenoberkante
- den kurzwelligen Wolkenstrahlungseffekt solarer $CRE_{TOA} = OSR_{clear} - OSR_{allsky}$
- den langwelligen Wolkenstrahlungseffekt thermischer $CRE_{TOA} = OLR_{clear} - OLR_{allsky}$

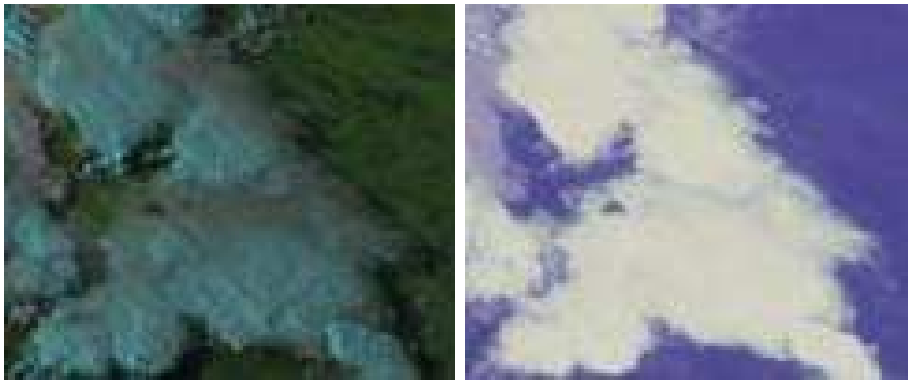


Abbildung 6.1: Farbbilder des betrachteten Wolkensystems; links sichtbare Farbkomposit, 26. Mai 2009 16:00 UTC; rechts infrarotes Farbkomposit, 26. Mai 2009 16:00 UTC

- den Netto-Wolkenstrahlungseffekt

$$\text{NettoCRF} = \text{OSR}_{\text{clear}} + \text{OLR}_{\text{clear}} - [\text{OSR}_{\text{allsky}} + \text{OLR}_{\text{allsky}}]$$
- die Anzahl der bewölkten Pixel bzw. die Fläche der Wolke
- die Anzahl der unbewölkten Pixel

Diese einzelnen Parameter werden anhand einer Beispielwolke im Folgenden vorgestellt.

6.2 Beschreibung der Wolke

In diesem Abschnitt wird nun beispielhaft eine Wolke untersucht, die von um 11:00 Uhr UTC am 26. Mai 2009 bis 05:00 Uhr UTC am 27. Mai 2009 in Zentraleuropa verfolgt wurde. Vor allem am Abend des 26. Mai hat sie mit starken Regenfällen und Gewittern über Mitteleuropa für Unwetterwarnungen und Schäden gesorgt. In Abbildung 6.1 ist die Wolke um 16:00 Uhr UTC am 26. Mai abgebildet. Es sind in ihr deutlich im nördlichen und südlichen Teil kältere und hellere Regionen auszumachen, was auf erhöhte Konvektivität hindeutet. Die Wolke hat sich ostwärts bewegt und sich über Polen und Tschechien am Morgen des 27. Mai aufgelöst.

Als „clearsky“-Wert wurden jeweils Pixel aus dem Bereich vor der Wolkenfront gewählt. In der oberen linken Grafik in Abbildung 6.2 ist die zeitliche Entwicklung der mittleren Wolkenoberkantentemperatur für den bewölkten und unbewölkten Bereich der Szene gezeigt. Die Kurve für die bewölkten Pixel zeigen einen für diese Art von Wolken typischen Verlauf. Innerhalb kurzer Zeit fällt die mittlere Wolkenoberkantentemperatur extrem stark ab. Es wurden Temperaturen bis zu 180 K beobachtet. Dies bedeutet physikalisch, dass die Wolkenoberkante schnell in große Höhen steigt. Dies spricht wiederum für eine große Menge an konvektiver Energie Convective Available Potential Energy (CAPE)). Die CAPE beschreibt der Energiemenge, die ein Luftteilchen besitzt, wenn es eine bestimmte Strecke vertikal durch die Atmosphäre transportiert wird. Mit anderen Worten gibt sie an, wie stark ein Luftpaket nur durch die Dichtedifferenz zur Umgebung

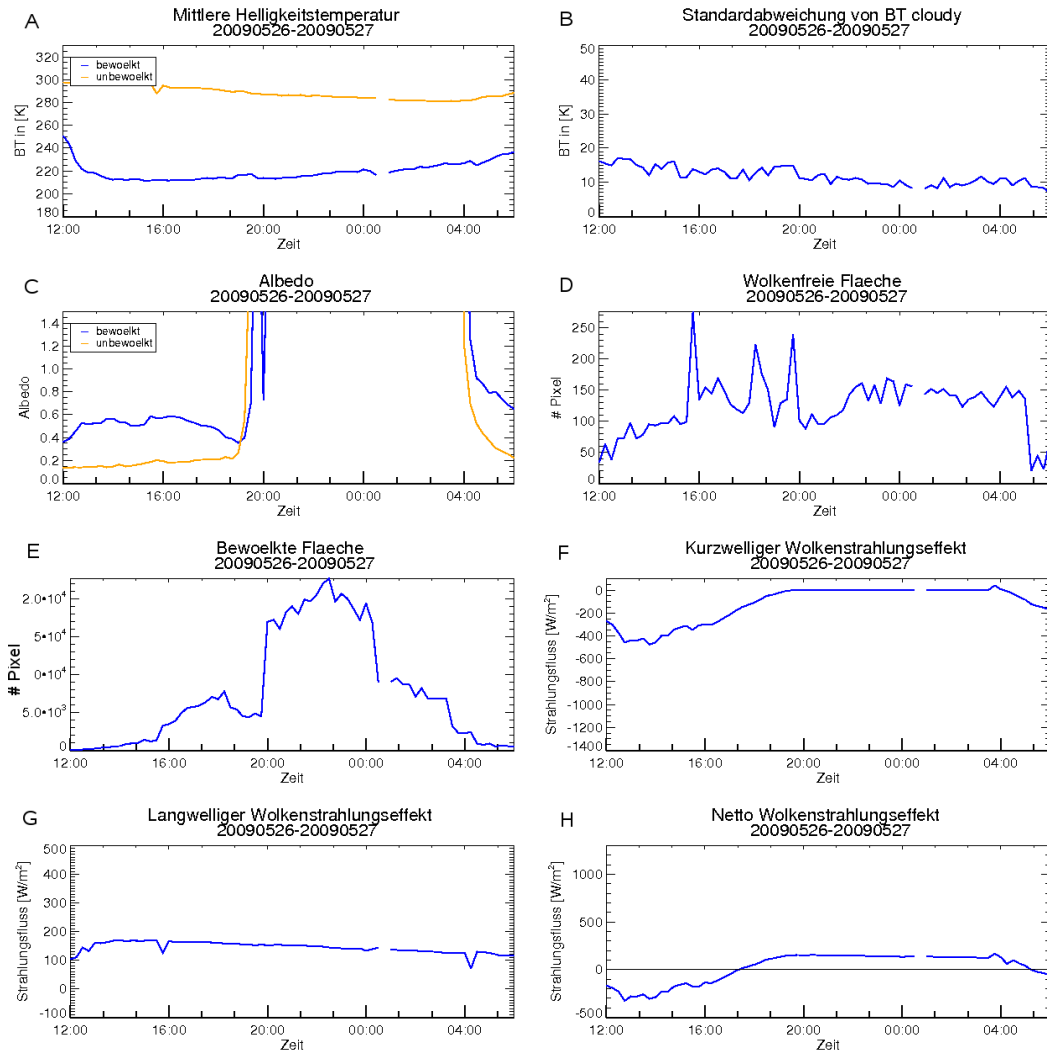


Abbildung 6.2: Die in Abschnitt 6.1 angegebenen physikalischen Eigenschaften als Zeitreihe während des gesamten Wolkenlebenszykluses der oben beschriebenen Wolke. Auf der X-Achse ist die Lokalzeit aufgetragen.

aufsteigen kann. und ist definiert durch:

$$\text{CAPE} = \int_{z_1}^{z_n} g \frac{T_{v,\text{Luftpaket}} - T_{v,\text{Umgebung}}}{T_{v,\text{Umgebung}}} dz \quad (6.1)$$

T_v steht in der Gleichung für die virtuelle Temperatur, jeweils für das Luftpaket und die Umgebung.

Während des Aufstiegs kommt es zu weiterer Kondensation des Wasserdampfes, wodurch die Wolke weitere latente Energie erhält und sich weiter vergrößert. Diese kann allerdings zeitlich versetzt bzw. mit einer anderen Geschwindigkeit auftreten. Erreicht die Wolke ihre größte Höhe, stößt sie an die Tropopause und breitet sich horizontal aus. Ist nicht mehr genügend Energie vorhanden, um den Auftrieb aufrecht zu halten, beginnt

die Wolke zu zerfallen. Dies geschieht oft durch Einbrechen aufgrund der fehlenden solaren Heizung am Boden. Im weiteren Verlauf verdunstet die Wolke langsam aufgrund der Erwärmung mit dem Absinken und löst sich auf oder geht in eine flache Bewölkung über. Diese Entwicklung wird ebenfalls in der Standardabweichung der bewölkten Pixel in dem rechten Bild deutlich. Gerade am Anfang zeigt die Wolke eine relativ hohe Standardabweichung, was bedeutet, dass es Gebiete gibt, in denen mehr konvektive Vorgänge sind als in anderen, in denen die Luft also stärker aufsteigt. Dieses Phänomen nimmt mit der Zeit ab und wenn die Wolke langsam an Höhe verliert, wird ihre Oberkante homogener und die Standardabweichung nimmt ab.

Die Grafik C zeigt die Albedo der bewölkten und der unbewölkten Pixel. Was hier zuerst ins Auge fällt, ist das Ansteigen der Albedo zur Dämmerung. Die Albedo wird nach folgender Gleichung berechnet:

$$\alpha = \frac{F_{sw}^{ref}}{F_{sol}}, \quad (6.2)$$

wobei F_{sol} , wie in 4.3.4 vorgestellt, berechnet wurde und F_{sw}^{ref} gemessen wurde. Im Falle der Dämmerung kann es nun dazu kommen, dass mehr Energie den Detektor erreicht, als die Atmosphäre. Dies führt zu einer Verringerung von F_{sol} , $F_{sol} \rightarrow 0$, und α wird numerisch instabil. Die Albedo kann allerdings aufgrund der niedrigen solaren Einstrahlung zu den Dämmerungszeiten gleich 1 gesetzt werden (Klüser (2006)). Ansonsten zeigt die Grafik die erwartete höhere Albedo für bewölkte Pixel. Auch nimmt die Albedo der Wolke mit der Abnahme der mittlere Wolkenoberkantentemperatur zu.

Ebenfalls sollte zum Verständnis der Wolkenentwicklung die bewölkte Fläche betrachtet werden (Grafik E). Hier ist zu sehen, dass sich die Wolke erst nach dem schnellen Aufsteigen horizontal ausbreitet. Im Folgenden nimmt die Wolke eine Ambossform an, wenn sie an die Tropopause oder eine Inversionsschicht trifft. Ebenfalls sieht man das Verschmelzen von Wolken um 19:45 UHR durch den steilen Anstieg der bewölkten Fläche und die darauf folgende Abnahme der Fläche, wenn die Wolke in kleinere Wolken übergeht oder sich am Rand auflöst. Diese Grafiken sind für den Wolkenlebenszyklus von Interesse. In dieser Arbeit wird allerdings mehr Wert auf den Wolkenstrahlungseffekt gelegt, der in den letzten drei Grafiken (F,G und H) gezeigt ist.

In der Grafik G des langwelligen Wolkenstrahlungseffekt sieht man die Abnahme der Wolkenoberkantentemperatur bzw. das Heben der Wolkenoberkante wieder. Man sieht hier den Wolkenzyklus wieder, in dem der langwellige Effekt innerhalb der ersten Stunde stark zunimmt. Der kurzwellige Wolkenstrahlungseffekt (Grafik F) mit bis zu $-475 \frac{W}{m^2}$ zeigt einen deutlichen Tagesgang. Er verstärkt sich ebenfalls in der ersten Stunde, was auch der Wolkenentwicklung zugesprochen werden kann und nicht nur an dem Tagesgang liegt. Gegen Abend nimmt der Effekt wieder entsprechend dem Tagesgang ab. Die Grafik H zeigt den Netto-Wolkenstrahlungseffekt für diese Wolke. Er wird tagsüber durch den kurzwelligen Effekt und nachts durch den langwelligen Effekt dominiert.

6.2.1 Validierung der unterschiedlichen Kriterien zur Erkennung der bewölkten Pixel

Aufgrund von Wartungsarbeiten seitens des Datensenders, des Datenempfängers oder dem Satelliten kann es in den Daten zu Lücken kommen, sodass nicht kontinuierlich Daten zur Verfügung stehen. Für die Fälle, zu denen die Wolkenmaske nicht verfügbar ist, ist es wichtig eine alternative Erkennung der bewölkten Pixel zu haben. Allerdings ist es nicht nötig den kompletten Algorithmus der Wolkenerkennung durchzurechnen, da durch die Markierung bereits eine Vorauswahl getroffen worden ist, und somit die problematischen Fälle, wie Eis- und Schneeböden, ignoriert werden können. Deshalb wird eine Alternative zu der Wolkenmaske getestet, die lediglich auf einer kritischen Helligkeitstemperatur in dem Fensterkanal bei $10.8\ \mu\text{m}$ von mindestens 280 K basiert. Diese kann, je nach Region, angepasst werden.

Der Wolkenstrahlungseffekt ist über den gesamten Lebenszyklus der Wolke einmal mit der Wolkenmaske als Entscheidungsgrundlage für bewölkte oder unbewölkte Pixel beobachtet worden und einmal mit Hilfe der kritischen Helligkeitstemperatur von 280 K.

In Abbildung 6.3 sind in drei Streuplots die Ergebnisse, die mit den beiden Kriterien für unbewölkte Pixel bestimmt wurden, gegeneinander für die unbewölkte Fläche (links oben), die mittlere Helligkeitstemperatur (rechts oben) und den Netto-Wolkenstrahlungseffekt (unten) gezeigt. Zusätzlich ist die Korrelation zwischen der Zeitreihe mit der Wolkenmaske als Unterscheidungsgrundlage und der Zeitreihe mit der minimalen Helligkeitstemperatur als Unterscheidungsgrundlage berechnet worden. Die Datensätze zeigen eine äußerst gute Übereinstimmung, gerade im Fall des Wolkenstrahlungseffektes. Aber auch die Anzahl der erkannten Pixel, also die „Rohinformation“ der Unterscheidung zwischen beiden Kriterien, ist mit einer Korrelation von 0.72 zufriedenstellend. Generell wird durch die Verwendung einer minimalen Temperatur zur Wolkenidentifikation die Anzahl der unbewölkten Pixel unterschätzt. Dies kann an sehr niedrigen Wolken liegen, bei denen die Wolkenoberkantentemperatur größer ist als die kritische Temperatur von in diesem Fall 280 K. Ein höherer Wert ist in diesem Gebiet (Europa) allerdings problematisch, weil gerade nachts die Bodentemperatur unter $10\ ^\circ\text{C}$ sinken kann. In Bereichen der Tropen kann man die kritische Temperatur höher ansetzen.

In Abbildung 6.4 sind nun die Ergebnisse der bereits beschriebenen Eigenschaften der Wolke nochmals als Zeitreihe gezeigt, allerdings wurde diesmal zur Identifikation der unbewölkten Pixel das Kriterium $BT > 280\ \text{K}$ gewählt. Es zeigt ähnliche Ergebnisse wie Abbildung 6.2. In Kapitel 6.3 wird der schwellwertbedingte Unterschied qualitativ betrachtet.

6.3 Bewertung des Wolkenstrahlungseffektes

Zur der Gesamtbewertung des Wolkenstrahlungseffektes wird dieser über die Lebensdauer der Wolke integriert. Dieser wird zum einen pro Einheitsfläche ($\text{CRE}_{\text{pro Einheitsfläche}}$)

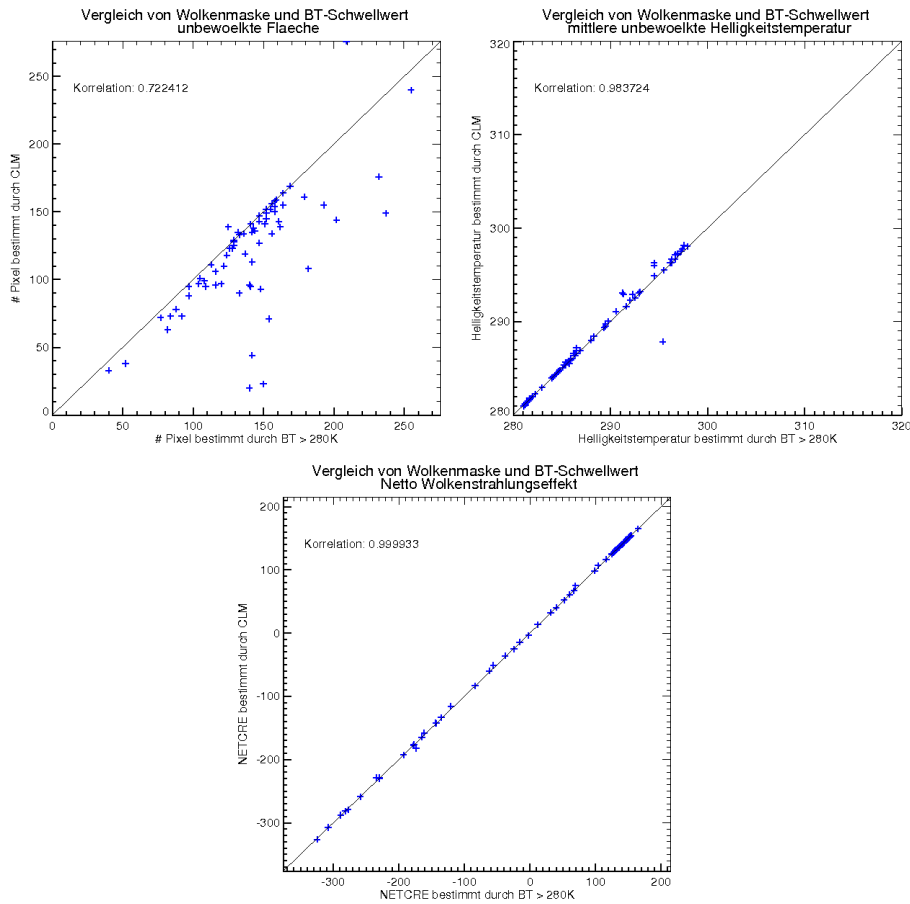


Abbildung 6.3: Streuplot der als unbewölkt detektierten Pixel in der hier beschriebenen Wolke mit $BT > 280$ als Kriterium gegen die EUMETSAT Wolkenmaske

gerechnet um unterschiedliche Wolken vergleichen zu können und um meridionale Unterschiede darlegen zu können (Gleichung 6.3 mit n : Anzahl der Zeitschritte und Δt : Zeitschritt 0.25 h).

$$CRE_{\text{Gesamte Wolke}} = \sum_{i=1}^{t_n} \int_{\Omega} CRE(t_i, \Omega) d\Omega \Delta t \quad [Wh] \quad (6.3)$$

$$CRE_{\text{pro Einheitsfläche}} = \sum_{i=1}^n CRE(t_i) \Delta t \quad \left[\frac{Wh}{m^2} \right] \quad (6.4)$$

Zum anderen wurde der gesamte Wolkenstrahlungseffekt $CRE_{\text{Gesamte Wolke}}$ berechnet, der die Wolkengröße zu jedem Zeitpunkt berücksichtigt. Die Information dieser Ergebnisse ist vor allem, ob das System Atmosphäre-Erde Energie durch die Wolke verliert oder gewinnt und in welcher Größenordnung dies geschieht (Gleichung 6.4 mit Ω : Wolkenfläche zum Zeitpunkt t ; n : Anzahl der Zeitschritte und Δt : Zeitschritt 0.25 h).

Die Tabelle 6.1 zeigt den positiven Netto-Wolkenstrahlungseffekt der Wolke. Die Tatsa-

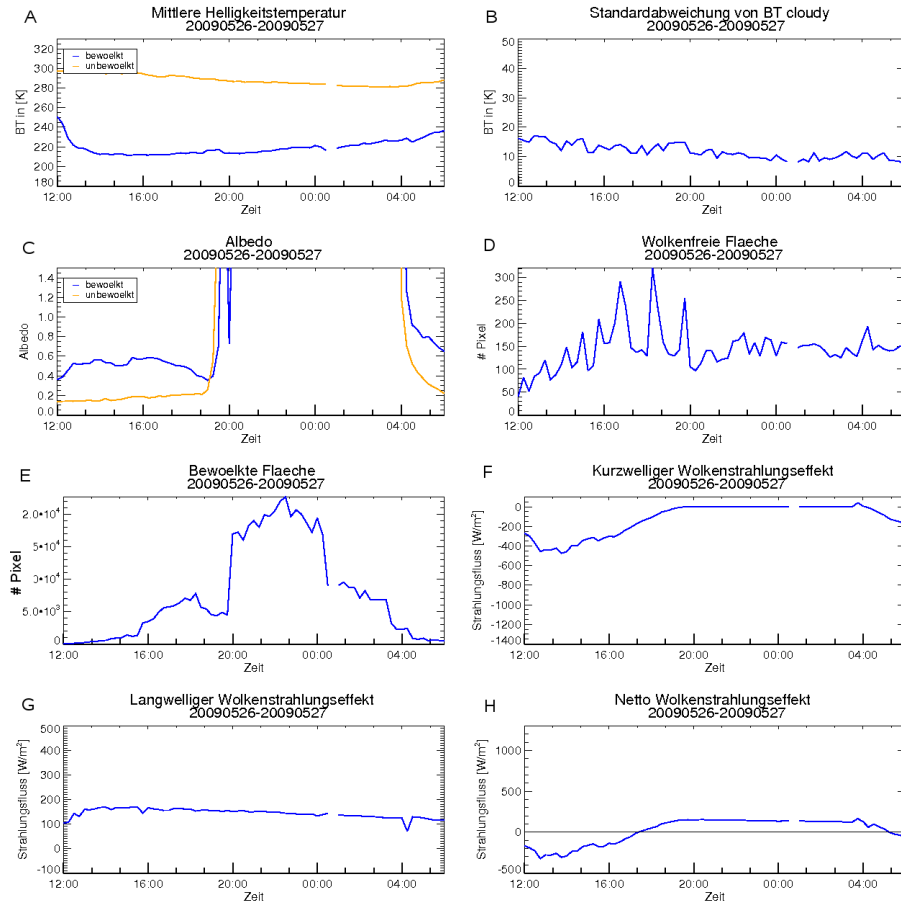


Abbildung 6.4: Die in Abschnitt 6.1 angegebenen physikalischen Eigenschaften als Zeitreihe während des gesamten Wolkenlebenszykluses der oben beschriebenen Wolke. Auf der X-Achse ist die Lokalzeit aufgetragen. Hier mit $BT > 280K$, anstatt der Wolkenmaske

	SW-Effekt	LW-Effekt	Netto-Effekt	Energiebilanz
CRE in $\frac{Wh}{m^2}$	-2228.63	2595.75	367.12	500.94
CRE in Wh	$-0.1434 \cdot 10^9$	$0.7118 \cdot 10^9$	$0.5686 \cdot 10^9$	$-0.4543 \cdot 10^9$
Mittlerer CRE in $\frac{W}{m^2}$	-123.81	144.21	20.40	27.83

Tabelle 6.1: Darstellung des Wolkenstrahlungseffektes (CRE) für die Beispielwolke mit der Wolkenmaske als Identifikation für unbewölkte Pixel.

che, dass der langwellige Effekt deutlich größer ist als der kurzwellige, liegt daran, dass die Wolke hauptsächlich nachts existierte, wodurch die Integrationszeit für den langwelligen Effekt länger war. Die Energiebilanz, die zusätzlich angegeben ist, wurde nach Gleichung 6.5 für die Wolke errechnet.

$$\text{Energiebilanz} = \text{DSR} - \text{OSR} - \text{OLR} \quad (6.5)$$

Mit einfallender solarer Strahlung (DSR), reflektierter Solarstrahlung (OSR) und emittierter thermischer Strahlung (OLR). Wenn man die Energiebilanz über die gesamte Wolke betrachtet (untere Zeile in Tabelle 6.1), so fällt auf, dass die Energiebilanz am Oberrand der Atmosphäre negativ ist. Das liegt daran, dass die „DSR“ nachts, wenn die Wolke ihre größte Ausdehnung hat, 0 ist und somit kein Energieeintrag stattfindet. Dies ist so zu interpretieren, dass diese Wolke am oberen Rand der Atmosphäre einen Energieverlust für die Atmosphäre darstellt. Der Netto-Wolkenstrahlungseffekt ist allerdings positiv, was bedeutet, dass das System Erde-Atmosphäre ohne die Wolke noch mehr Energie verloren hätte. Das System hat also Energie gewonnen. Auf eine Einheitsfläche betrachtet ist aber auch die Energiebilanz positiv, da die einfallende Solarstrahlung tagsüber sehr viel Energie in das System hineinsteckt; mehr als es nachts verlieren kann.

Die Tabelle 6.2 zeigt die gleiche Information wie Tabelle 6.1, nur sind hier die unbewölk-

	SW-Effekt	LW-Effekt	Netto-Effekt	Energiebilanz
CRE in $\frac{\text{Wh}}{\text{m}^2}$	-2229.54	2588.48	358.94	500.94
CRE in Wh	$-0.1435 \cdot 10^9$	$0.7103 \cdot 10^9$	$0.5668 \cdot 10^9$	$-0.4543 \cdot 10^9$
Mittlerer CRE in $\frac{\text{W}}{\text{m}^2}$	-123.86	143.80	19.94	27.83

Tabelle 6.2: Darstellung des Wolkenstrahlungseffektes (CRE) für die Beispielwolke mit der Helligkeitstemperatur als Identifikation für unbewölkte Pixel.

ten Pixel durch die minimale Helligkeitstemperatur, anstatt durch die Wolkenmaske identifiziert worden. Wie schon die Grafiken in Abbildung 6.4 zeigen, unterscheiden sich die Werte von denen in Tabelle 6.1 nur minimal, was für diese Arbeit bedeutet, dass, falls die Wolkenmaske nicht verfügbar ist, eine Wolkenerkennung mittels eines Schwellwertes für die $10.8 \mu\text{m}$ Helligkeitstemperatur vorgenommen werden kann.

Kapitel 7

Die Strahlungseigenschaften verschiedener Wolken mit manueller Wolkenverfolgung

7.1 Einleitung

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse des in Kapitel 5.3 erläuterten Verfahren zur Verfolgung von Wolken und Wolkensystemen vorgestellt. Es sind Wolken anhand manueller Erkennung über deren Wolkenlebenszyklus verfolgt und deren Strahlungseigenschaften mit Schwerpunkt auf dem Wolkenstrahlungseffekt (beschrieben in Kapitel 2.4.1) analysiert worden, wie in Kapitel 6 vorgestellt.

Die untersuchten Wolken und Wolkensysteme sind sowohl im Mai als auch im August 2008 beobachtet worden. Im folgenden Abschnitt werden zudem noch, im Rahmen des Vergleiches des manuellen und automatischen Verfahrens, Wolken des Monats Januar 2009 analysiert.

7.2 Die Ergebnisse aus dem Mai 2008

Aus dem Beispielmonat Mai 2008 wurden insgesamt fünf Wolken verfolgt, wobei sich die Wolke Nummer 2 aus zwei gleichwertigen konvektiven Zellen zusammengefügt hat. Tabelle 7.1 zeigt für die fünf Wolken den Zeitraum und die Region in dem sie beobachtet wurden.

7.2.1 Darstellung der Wolken

Um einen Überblick über den Bewölkungszustand der betrachteten Szenen zu bekommen werden im Folgenden die einzelnen Wolken durch Komposits im sichtbaren und infraroten Spektralbereich gezeigt. Dies sind Bilder zu jeweils dem Zeitpunkt zu dem die

Nr.	Wolkenbildung	Wolkenauflösung	Region
1	7.5.2008 12:15 UTC	8.5.2008 12:00 UTC	Afrika südlich der ITCZ
2	12.5.2008 14:45 UTC	13.5.2008 11:45 UTC	Afrika im Bereich der ITCZ
3	23.5.2008 16:00 UTC	24.5.2008 8:00 UTC	Afrika im nördlichen Bereich der ITCZ
4	27.5.2008 10:45 UTC	29.5.2008 23:30 UTC	Afrika im Bereich der ITCZ
5	21.5.2008 11:00 UTC	22.5.2008 09:45 UTC	Osteuropa

Tabelle 7.1: Übersicht über die im Mai 2008 verfolgten Wolken und Wolkensysteme

Wolke bereits ihre maximale vertikale Ausdehnung erreicht hat und noch nicht „zusammengefallen“ ist.

Die Abbildungen 7.1 und 7.2 zeigen diese Bilder von oben nach unten in der gleichen Reihenfolge, wie auch in der Tabelle 7.1. Links sind die Wolken jeweils im Solaren und rechts im Thermischen gezeigt. Das einige Bilder unscharf sind, vor allem das der erste Wolke, liegt daran, dass die Wolken sich über eine geringe Fläche erstrecken, für die Darstellung aber alle Wolken auf die gleiche Größe skaliert worden sind. Die dritte Wolke ist zu zwei unterschiedlichen Zeitpunkten dargestellt (siehe Tabelle 7.2). Hier hat sich aus anfangs noch mehreren räumlich voneinander getrennten konvektiven Keimzellen, von denen zwei verfolgt wurden, im Verlauf der Nacht eine große Konvektionszelle herausgebildet.

Wolke	Uhrzeit des Bildes
1	7.5.2008 15:30 UTC
2	12.5.2008 17:00 UTC
3	23.5.2008 17:00 UTC (VIS), 22:00 UTC (IR)
4	27.5.2008 16:00 UTC
5	21.5.2008 16:00 UTC

Tabelle 7.2: Uhrzeiten der oben gezeigten Wolkenbilder

7.2.2 Strahlungseigenschaften

Im folgenden werden die mittlere Oberkantentemperaturen sowie die Wolkenstrahlungseffekte gezeigt. Der qualitative Verlauf der Parameter Standardabweichung der Oberkantentemperatur, Albedo, bewölkte und unbewölkte Fläche dient nicht primär zur Interpretation des Wolkenstrahlungseffektes, sondern helfen vielmehr der Interpretation des Wolkenlebenszykluses und werden somit im Anhang aufgeführt.

Abbildung 7.3 zeigt die Entwicklung der Wolke 1, südlich der ITCZ im Bereich von Namibia. In Grafik A ist zu sehen, dass die Wolke relativ schnell, innerhalb von vier Stunden, vertikal entsteht. In dem Bild in Abbildung 7.1 sind durchaus konvektiv aktive Zellen zu erkennen. Dies deutet darauf hin, dass Teile der Wolke deutlich niedrigere



Abbildung 7.1: Wolkensystem 1 bis 3 (siehe Tabelle 7.2) aus dem Mai 2008 im sichtbaren (links) und thermischen (rechte) Komposit.

Temperaturen an ihrer Oberkante haben als das räumliche Mittel. In Grafik C ist dies ebenfalls deutlich zu sehen. Zudem sieht man, wie sich der Wolkenstrahlungseffekt im Thermischen mit dem „Zusammenfallen“ der Wolke reduziert. Die Wolkenoberkante sinkt und wird somit wärmer, was zu einem kleineren Unterschied zum Untergrund führt und somit zu einem niedrigeren thermischen Wolkenstrahlungseffekt.

Der kurzzeitige Wolkenstrahlungseffekt hat einen mehr als doppelt so hohen Wert und bestimmt somit auch das Bild des Nettoeffektes. Dies ist allerdings schon daraus ersichtlich, dass die solare Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre einen deutlich höheren Wert hat als die thermische Ausstrahlung der Erdoberfläche und der Atmosphäre. Allerdings muss man bei der Integration des Wolkenstrahlungseffektes über den Lebenszyklus der Wolke mit einbeziehen, dass der solare Effekt auf Zeiten mit solarer Einstrahlung beschränkt ist, der thermische Effekt hingegen über die ganze Zeit wirkt.

In Tabelle 7.3 sind die Wolkenstrahlungseffekte angegeben. Oben ist der von der ersten Wolkenbildung bis zur Auflösung aufsummierter und jeweils über die bewölkte Fläche integrierte Wolkenstrahlungseffekt gezeigt, unten der Mittelwert über die Zeit. Die obere Zeile gibt an, dass das System Erde-Atmosphäre durch die Wolke Energie gewonnen hat,

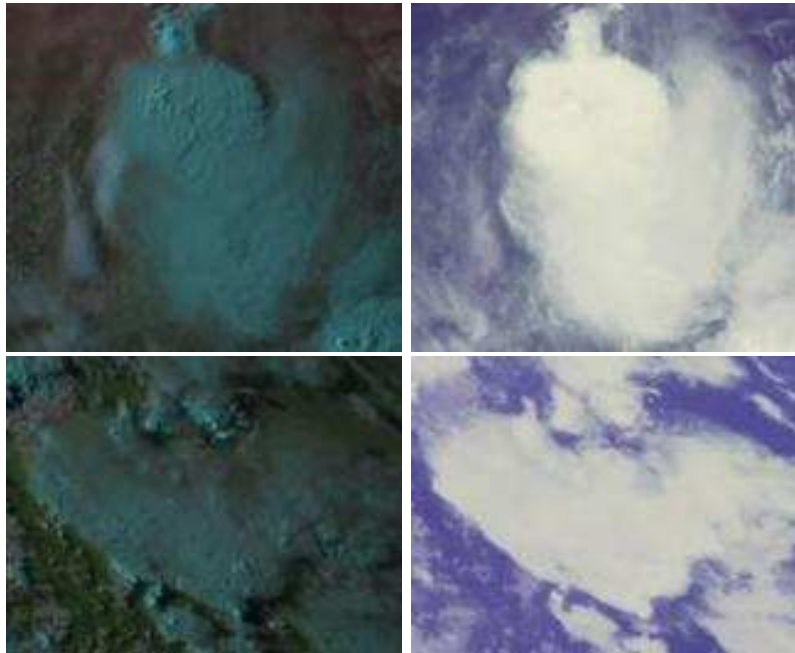


Abbildung 7.2: *Wolkensystem 4 und 5 (siehe Tabelle 7.2) aus dem Mai 2008 im sichtbaren (links) und thermischen (rechte) Komposit.*

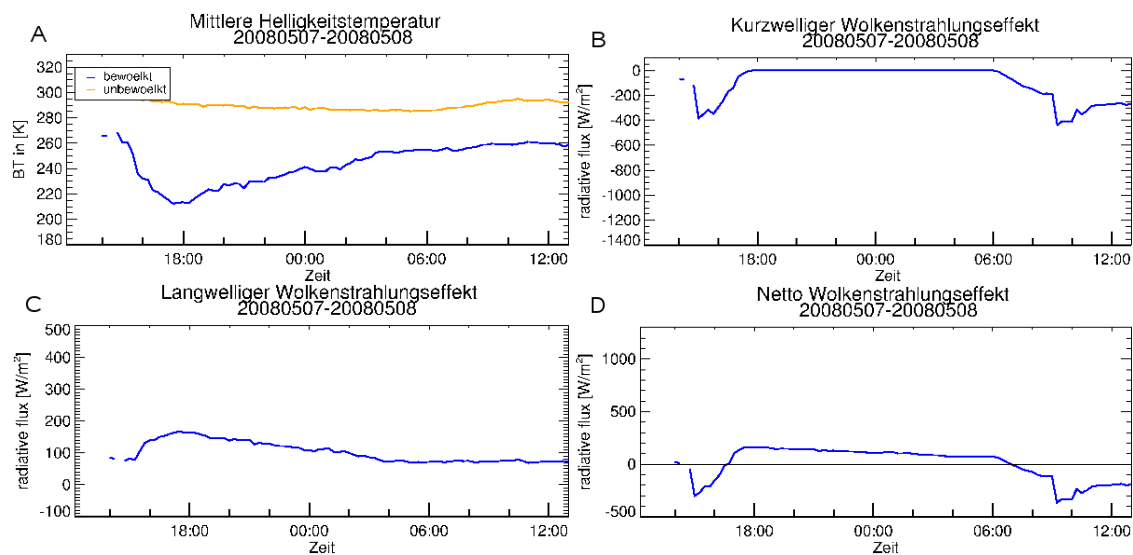


Abbildung 7.3: *Helligkeitstemperatur (A), kurzwelliger- (B), langwelliger- (C) und Netto-Wolkenstrahlungseffekt (D) des Wolkensystems 1.*

da die Wolke zu Beginn und zum Ende ihrer Existenz eine kleinere Fläche abdeckte und während der Nacht, als nur der thermische Effekt wirkte, eine größere Fläche gehabt hat (im Anhang sind hierzu Abbildungen der durch die Wolke bedeckten Fläche gezeigt). Der gemittelte Wolkenstrahlungseffekt gleicht sich zwischen dem Solaren und Thermischen nahezu aus. Dies ist auch nach Abbildung 3.3 im Mittel für die Region, in der diese

	SW-Effekt	LW-Effekt	Netto-Effekt	Energiebilanz
CRE in Wh	$-55 \cdot 10^6$	$157.8 \cdot 10^6$	$102.4 \cdot 10^6$	$-166.5 \cdot 10^6$
Mittlerer CRE in $\frac{W}{m^2}$	-99.94	102.23	2.29	-6.86

Tabelle 7.3: Der Wolkenstrahlungseffekt des Wolkensystems 1 über die Zeit und Fläche integriert (oben) und über die Zeit gemittelt (unten).

Wolke beobachtet worden ist, bestimmt worden ist. Spektral betrachtet übertreffen die einzelnen Effekte allerdings die ERBE-Ergebnisse aus Ramanathan et al. (1989) um den bis zu einem Faktor von 5 (Ramanathan et al. (1989): $SW \approx -20 \text{ Wm}^{-2}$, $LW \approx 70 \text{ Wm}^{-2}$). Auch die in Abbildung 3.5 gezeigten zonalen Mittelwerte (Kato et al. (2008): $SW \approx -40 \text{ Wm}^{-2}$, $LW \approx 20 \text{ Wm}^{-2}$) liegen im Betrag deutlich unter den hier gemessenen Werten, der Netto-Effekt allerdings liegt leicht über den in der Literatur angegebenen Mittelwerten (Ramanathan et al. (1989): $Netto \approx -0 \text{ Wm}^{-2}$, Kato et al. (2008): $Netto \approx -20 \text{ Wm}^{-2}$). Allerdings muss hier schon einmal festgestellt werden, dass obwohl die Ergebnisse hier und im folgenden Verlauf dieser Arbeit mit den Ergebnissen aus Arbeiten von Ramanathan et al. (1989) und Kato et al. (2008) verglichen werden, die bestimmten Wolkenstrahlungseffekte anderen Methoden zugrunde liegen. Die in den beiden Arbeiten ermittelten Wolkenstrahlungseffekte beruhen auf einer zeitlichen Mittelung der Strahlungsflüsse einer jedes Pixels. Diese Strahlungsflussdichten stammen aus Daten von Instrumenten auf polarumlaufenden Satelliten. Somit besteht der Datensatz nur aus ca. vier Messungen pro Tag zu immer derselben Tageszeit. Zudem sind die Daten nicht nach Wolkentypen sortiert, sodass hier ebenfalls ein Mittelwert über unterschiedliche Wolken vorliegt. Allerdings geben die Daten einen Eindruck für den in bestimmten Regionen zu erwartenden Wolkenstrahlungseffekt und verdeutlichen zudem, wie wichtig es ist den Effekt einzelner Wolken zu bestimmen.

Die zweite Wolke (siehe Abbildung 7.4), die hier untersucht wird, hat sich aus zwei bestehenden gleichwertigen Wolken verschmolzen. Es wird hier der Verlauf der Wolke mit beiden Anfangszenarien beschrieben um zu zeigen, wie sich Wolken unterscheiden, die in der gleichen Region zur gleichen Zeit entstehen und ähnliche Anfangsbedingungen haben. Die Zeitreihen der Wolke zeigen zu Beginn wieder einen steilen Abfall der mittleren Wolkenoberkantentemperatur, was wieder ein Zeichen für ein großes Maß an konvektiver Energie ist. Hier unterscheiden sich beide Ausgangswolken leicht voneinander. Für die eine Wolke (Grafiken A,B,C und D) ist die gemittelte Temperatur im Bereich der maximalen Konvektivität gegen 17:00 Uhr ca. 10 K niedriger. Die Standardabweichungen der Oberkantentemperatur, die angeben, wie homogen die Wolkenoberkante ist, sind zu dem Zeitpunkt ungefähr gleich, sodass man nicht davon ausgehen kann, dass die eine Wolke nur homogener ist. Dies spiegelt sich ebenfalls in dem Wolkeneffekt wieder. Vor allem der Solare ist in der ersten Zeit bei der kälteren Wolke stärker ausgeprägt. Dies zeigt sich allerdings später nicht mehr, da die solare Einstrahlung auf Grund des steigenden Sonnenzenithwinkels stark abnimmt.

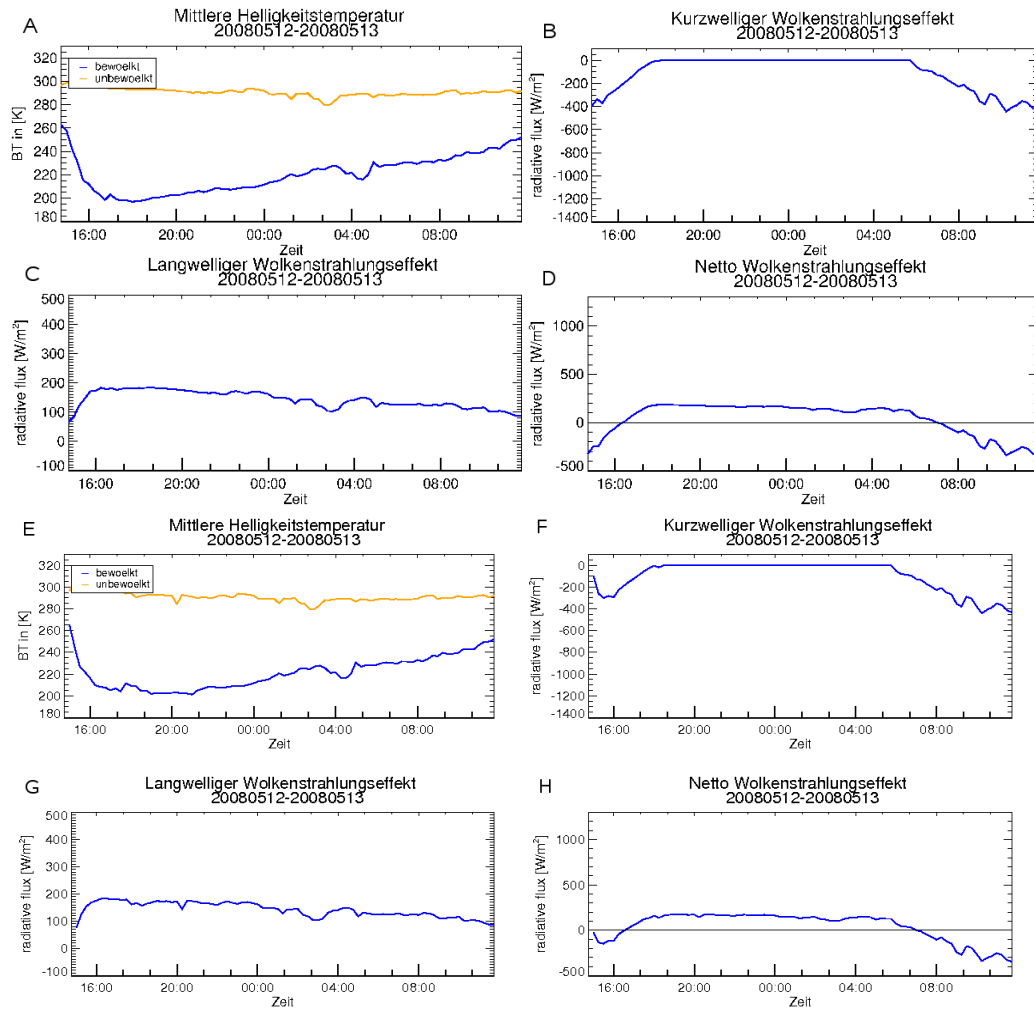


Abbildung 7.4: Helligkeitstemperatur (A), kurzwelliger- (B), langwelliger- (C) und Netto-Wolkenstrahlungseffekt (D) des Wolkensystems 2. Die oberen vier Grafiken gehen von einer anderen Anfangswolke aus, als die letzten vier (E-H). Ab 21:00 UHR entsprechen alle Kurven eines Wolkensystems.

	SW-Effekt	LW-Effekt	Netto-Effekt	Energiebilanz
CRE in Wh	$-265.4 \cdot 10^6$	$722.3 \cdot 10^6$	$456.8 \cdot 10^6$	$-243.8 \cdot 10^6$
Mittlerer CRE in $\frac{W}{m^2}$	-102.88	141.99	39.11	47.45
CRE in Wh	$-266.1 \cdot 10^6$	$733.4 \cdot 10^6$	$467.2 \cdot 10^6$	$-247.1 \cdot 10^6$

Tabelle 7.4: Der Wolkenstrahlungseffekt des Wolkensystems 2 über die Zeit und Fläche integriert (oben) und über die Zeit gemittelt (unten). Die letzte Zeile gibt den Wolkenstrahlungseffekt der anderen Quellwolke an.

Der in Tabelle 7.4 gezeigte aufintegrierte Wolkenstrahlungseffekt gibt einen beträchtlichen Energiegewinn für das System Erde-Atmosphäre von 467.2 Millionen Wattstunden an, welcher ebenfalls durch die große Ausdehnung während der Nachtzeit begründet

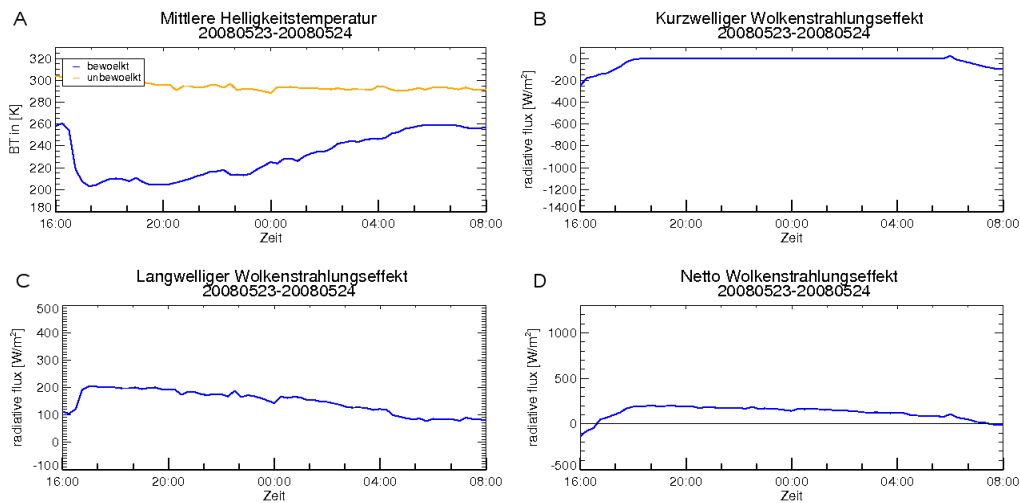


Abbildung 7.5: Helligkeitstemperatur (A), kurzwelliger- (B), langwelliger- (C) und Netto-Wolkenstrahlungseffekt (D) des Wolkensystems 3.

werden kann.

Wenn der Energienachschub durch die solare Einstrahlung Nachts für weitere Konvektion am Boden fehlt, bricht die Wolke von unten zusammen und es bleibt der Amboss bzw. der Cirrusschirm erhalten. Dieser entsteht, wenn von unten durch Aufwinde in der Wolke Flüssigwasser und Eis nach oben transportiert wird und nicht durch die Sperrschicht (Tropopause oder Inversion) stoßen kann und sich lateral ausbreitet. Dieser Amboss und später der Cirrusschirm führen gerade nachts zu dem hohen thermischen Wolkenstrahlungseffekt.

Bei dem gemittelten Wolkenstrahlungseffekt sieht das anders aus. Hier heben sich beide spektralen Effekte gegenseitig fast auf, wie es im Bereich der Tropen auch erwartet wird. Im Solaren ist eine Differenz zu den Ergebnissen aus Ramanathan et al. (1989) von ca. 30 bis 50 Wm^{-2} gemessen worden, im Thermischen ca. 60 bis 80 Wm^{-2} .

Die dritte in Abbildung 7.5 betrachtete Wolke zeigt ebenfalls einen ähnlichen Verlauf, wie auch die vorherigen Wolken, allerdings mit einem deutlich niedrigerem kurzwelligen Wolkenstrahlungseffekt, was wiederum durch die Lage der Wolke im Tagesgang begründet werden kann. Da die einfallende Strahlung bei niedrigem Sonnenstand abnimmt, nimmt ebenfalls der absolute Unterschied der kurzwelligen reflektierten Strahlungsflüsse zwischen bewölkter und unbewölkter Atmosphäre ab. So ist hier der Netto-Wolkenstrahlungseffekt nahezu die ganze Zeit im Positiven, da er vom langwelligen Effekt dominiert wird.

Dies spiegelt sich auch in den aufintegrierten Werten in Tabelle 7.5 wieder. Der solare Effekt ist mit $24.16 \frac{\text{W}}{\text{m}^2}$ deutlich niedriger als der thermische mit $146.68 \frac{\text{W}}{\text{m}^2}$. Dies führt wieder zu einer insgesamt erwärmenden Wirkung der Bewölkung.

	SW-Effekt	LW-Effekt	Netto-Effekt	Energiebilanz
CRE in Wh	$-5.9 \cdot 10^6$	$91.1 \cdot 10^6$	$83.5 \cdot 10^6$	$-82.9 \cdot 10^6$
Mittlerer CRE in $\frac{W}{m^2}$	-24.16	146.68	122.52	-92.13

Tabelle 7.5: Der Wolkenstrahlungseffekt des Wolkensystems 3 über die Zeit und Fläche integriert (oben) und über die Zeit gemittelt (unten).

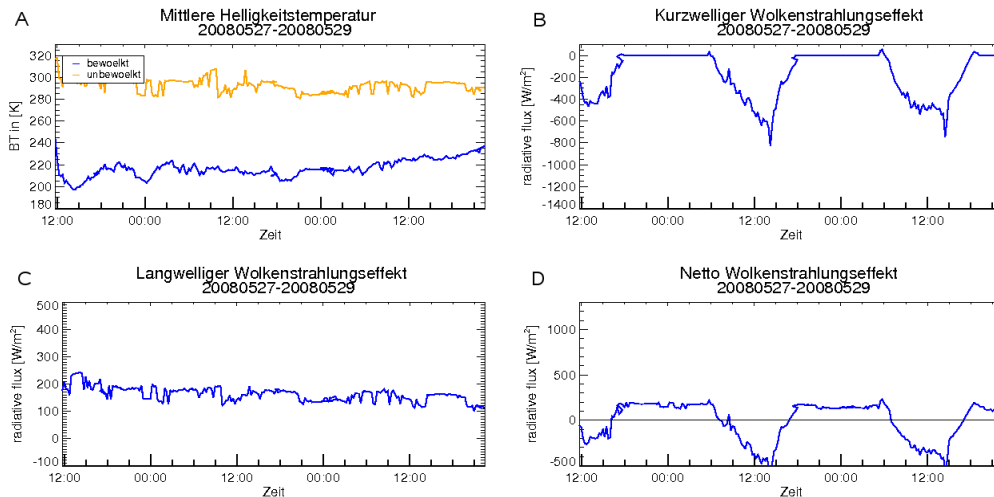


Abbildung 7.6: Helligkeitstemperatur (A), kurzwelliger- (B), langwelliger- (C) und Netto-Wolkenstrahlungseffekt (D) des Wolkensystems 4.

In Abbildung 7.6 sind die Zeitreihen der vierten Wolke dargestellt. Diese einzige Wolke ist die Einzige, die über mehr als einen Tag existierte, da anscheinend genug konvektive Energie vorherrschte, sodass sich ihr Zustand über die zwei Nächte halten konnte. Dies ist daran erkennbar, dass sich weder die Wolkenoberkantentemperatur noch der langwellige oder der kurzwellige Wolkenstrahlungseffekt im Laufe der Wolkenentwicklung deutlich von der ersten Phase unterscheiden. Die Wolkenoberkantentemperatur liegt über fast die ganze Zeit bis zum frühen Morgen am 29. Mai 2009 unterhalb von 220 K geblieben.

Der thermische Wolkenstrahlungseffekt (Grafik C) hat zu Beginn einen mit ca. $250 \frac{W}{m^2}$ höheren Wert, im Vergleich zu den andere Wolken. Dies kann an dem Untergrund liegen, der deutlich wärmer ist als bei den anderen Wolken. Tatsächlich zeigt die „clear-sky“ Temperatur oben links in Grafik A eine um ca. 10 K erhöhte Temperatur an.

Der solare Effekt zeigt deutlich höhere Werte und einen deutlichen Tagesgang, der auch den Netto Effekt dominiert mit einem Maximum jeweils nach dem Sonnenhöchststand, wenn die Wolke auf die maximale Energiezufuhr durch erhöhte Kondensation aufgrund von thermischen Aufsteigen der Luftmassen reagiert hat.

Die Wolke hat sich bei $10^\circ N/10^\circ E$ über Niger entwickelt und ist bis zu ihrer Auflösung nach $0^\circ N/23^\circ W$ im Bereich südlich der Kap-Verdischen Inseln gezogen, sie wechselte somit ihren Untergrund von dem afrikanischen Kontinent auf den Atlantik. Sie hat diese

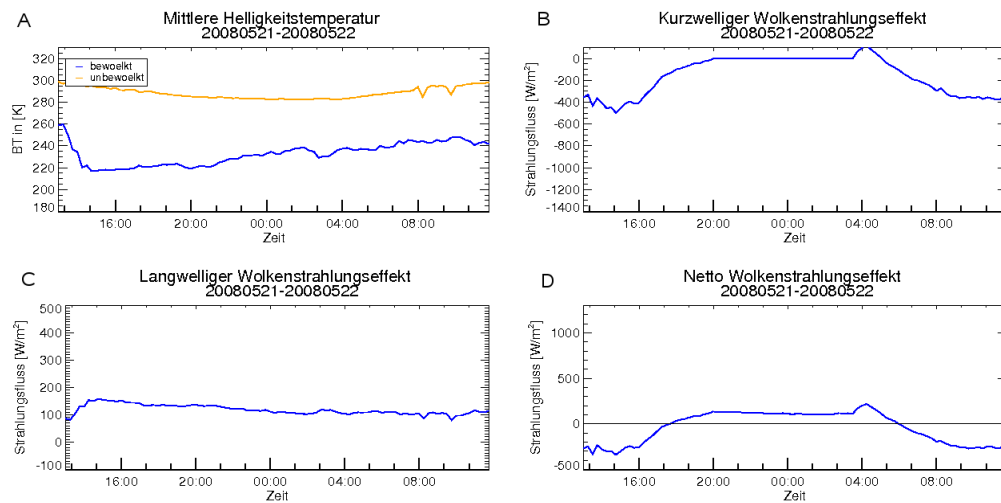


Abbildung 7.7: Helligkeitstemperatur (A), kurzwelliger- (B), langwelliger- (C) und Netto-Wolkenstrahlungseffekt (D) des Wolkensystems 5.

„Grenze“ am Vormittag zum 28. Mai 2008 überquert, was vor allem in dem, im Gegensatz zum ersten Tag, stärker ausfallenden solaren Effekt zu sehen ist. Der ist am frühen Nachmittag fast doppelt so stark wie am ersten Tag, weil die Albedo von Wasser sehr viel geringer ist als von Land.

Tabelle 7.6 zeigt die hierzu gehörenden absoluten und gemittelten Wolkenstrahlungseffekte.

	SW-Effekt	LW-Effekt	Netto-Effekt	Energiebilanz
CRE in Wh	$-7551.4 \cdot 10^6$	$7157.9 \cdot 10^6$	$-393.5 \cdot 10^6$	$2810.7 \cdot 10^6$
Mittlerer CRE in $\frac{W}{m^2}$	-166.64	162.89	-3.75	75.38

Tabelle 7.6: Der Wolkenstrahlungseffekt des Wolkensystems 4 über die Zeit und Fläche integriert (oben) und über die Zeit gemittelt (unten).

fekte. Zum einen hat diese Wolke einen, über die Zeit und Fläche integrierten, deutlich stärkeren und um zwei Ordnungen größer Effekt im Vergleich zu den bisherigen verfolgten Wolken. Diese Wolke hat insgesamt eine positive Energiebilanz. Das bedeutet, die Atmosphäre erhält hier mehr Energie als sie durch Reflexion und Emission verliert. Auch die gemittelten Wolkenstrahlungseffekte zeigen ein erwartetes Bild. Wir sehen, dass dieses Wolkensystem im Netto-Effekt strahlungsneutral ist. Die Wolke zwar sehr hoch ist, und somit sehr kalt, aber auch optisch sehr dick ist und somit sehr viel Strahlung wieder reflektiert.

Die in Abbildung 7.7 vorgestellte fünfte Wolke ist die einzige Wolke, die nicht im Bereich der ITCZ existierte. Sie wurde im Osten Europas zwischen Kroatien und Ungarn beobachtet. Hier fällt vor allem auf, dass die Wolktoberkantentemperatur höher ist, als bei den bisherigen Wolken. Somit ist der langwellige Wolkenstrahlungseffekt niedriger. Dies liegt daran, dass in Europa weniger konvektive Energie vorliegt als in den Tropen. Die

Tropopause ist in den mittleren Breiten niedriger, was zu einer niedrigeren minimalen Wolkenoberkantentemperatur führt.

Der kurzwellige Effekt liegt allerdings in ähnlicher Größenordnung wie bei den tropischen Wolken. Hierbei tritt ein Artefakt im kurzwelligen Effekt gegen 4:00 UHR auf. Der positive Wert kommt hier dadurch zustande, dass die wolkenlosen Pixel vor der ostwärts ziehenden Wolke liegen und somit schon einfallende Solarstrahlung erhalten; die Wolke selber allerdings noch nicht. Wegen der Gleichung Kurzwelliger $CRE = OSR_{clear} - OSR_{allsky}$ wird der kurzwellige Wolkenstrahlungseffekt nun positiv.

Tabelle 7.7 zeigt den aufintegrierten Wolkenstrahlungseffekt. Die äußerst hohen Werte

	SW-Effekt	LW-Effekt	Netto-Effekt	Energiebilanz
CRE in Wh	$-511.7 \cdot 10^6$	$901.2 \cdot 10^6$	$389.5 \cdot 10^6$	$-546.9 \cdot 10^6$
Mittlerer CRE in $\frac{W}{m^2}$	-156.89	118.83	-38.06	36.10

Tabelle 7.7: Der Wolkenstrahlungseffekt des Wolkensystems 5 über die Zeit und Fläche integriert (oben) und über die Zeit gemittelt (unten).

in der Flächensumme (oberen Zeile) lassen sich hier durch die große Fläche der Wolke erklären und der positive Netto-Effekt dadurch, dass die Wolke wieder nachts ihre maximale Fläche hatte (hierzu sind im Anhang die fehlenden Abbildungen zur Wolkengröße gezeigt). Das bedeutet, dass das System Erde-Atmosphäre durch die Wolke Energie verliert, da der langwellige Effekt niedriger ist als der kurzwellige.

7.2.3 Bewertung und Diskussion

Es wurden fünf Wolken im Mai 2008 manuell verfolgt und deren Wolkenstrahlungseffekt auf das System Erde und Atmosphäre ist untersucht worden.

Es zeigt sich, dass die beobachteten konvektive Wolken in den Tropen tagsüber nahezu strahlungsneutral sind, was mit den Ergebnissen aus ERBE und CERES übereinstimmt. Allerdings ist die Lebenszeit bei vielen Wolken, die sich nicht zu großen mesoskaligen konvektiven Systemen (MCS) entwickeln und mehrere Tage existieren, auf die späten Abendstunden und die Nacht beschränkt. Dadurch überwiegt der thermische Wolkenstrahlungseffekt und die Wolke wirkt als Isolator für die Erde.

7.3 Die Ergebnisse aus dem August 2008

Nun werden Wolken des Monats August 2008 betrachtet um neben dem Mai noch Informationen eines weiteren Monats zu erhalten. Der größte Unterschied für die betrachtete Region ist, dass die ITCZ ihre nördlichste Ausdehnung hat. Dies hat vor allem Einfluss auf die Vegetation in der Sahel Zone durch den im Nord-Sommer entstehenden Nord-West Monsun. Deren Einfluss ist anhand der Wolke 1 zu erkennen. Es wurden insgesamt fünf Wolken ausgewählt, die wieder deutlich konvektiv sind. Tabelle 7.8 zeigt eine Übersicht der betrachteten Wolken mit deren Lebenszeit und der Region, in der sie sich entwickelt haben. Ebenfalls wurden sowohl Wolken aus dem Bereich der Innertropischen

Konvergenzzone gewählt als auch eine Wolke, die über Europa entstanden ist.

Nr.	Wolkenbildung	Wolkenauflösung	Region
1	03.8.2008 12:30 UTC	04.8.2008 11:00 UTC	Afrika im Bereich der ITCZ
2	04.8.2008 16:45 UTC	05.8.2008 10:00 UTC	Afrika im Bereich der ITCZ
3	16.8.2008 00:30 UTC	16.8.2008 14:15 UTC	Afrika im Bereich der ITCZ
4	25.8.2008 00:45 UTC	25.8.2008 12:45 UTC	Afrika im Bereich der ITCZ
5	07.8.2008 13:30 UTC	07.8.2008 20:45 UTC	Süd-West Europa

Tabelle 7.8: Übersicht über die im August 2008 verfolgten Wolken und Wolkensysteme

7.3.1 Darstellung der Wolken

Auch hier werden die einzelnen Wolken mit Hilfe von Farbkomposits vorgestellt. In Tabelle 7.9 ist aufgelistet, zu welchem Zeitpunkt die jeweilige Wolke betrachtet wurde.

Und in den Abbildungen 7.8 und 7.9 sind die Satellitenszenen zu den Zeitpunkten ge-

Wolke	Uhrzeit des Bildes
1	3.8.2008 16:00 UTC
2	4.8.2008 18:00 UTC (VIS), 22:00 UTC (IR)
3	16.8.2008 08:00 UTC
4	25.8.2008 08:00 UTC
5	7.8.2008 16:00 UTC

Tabelle 7.9: Uhrzeiten der oben gezeigten Wolkenbilder

zeigt.

Insbesondere die zweite Wolke (in Abbildung 7.8 die beiden mittleren Bilder), die zu zwei unterschiedlichen Zeitpunkten aufgenommen worden ist, zeigt eine starke Entwicklung. Das linke Bild zeigt die Wolke im Sichtbaren in einer sehr frühen Phase. Sie ist deutlich von anderen Wolken abgegrenzt. Lediglich an ihrer rechten Seite sind weitere kleine Wölkchen zu erkennen, mit der sich die Wolke später verbinden wird. Im rechten Bild, vier Stunden später, sieht die Wolke anders aus. Sie hat hier bereits ihre maximale vertikale Ausdehnung überschritten und hat schon begonnen sich langsam abzubauen. Ebenfalls sieht man hier ein Phänomen, welches bei mehreren Wolken (nicht in dieser Arbeit gezeigt) aufgefallen ist. Gelegentlich zeigt sich um die Wolken ein angedeuteter Ring (hier um die nördliche Grenze), der in etwa so aussieht, als ob es eine Explosion gegeben hat. Dies könnten Reste der Luftmasse sein, die zu einem früheren Zeitpunkt an die Tropopause gelangt sind und sich lateral ausgebreitet haben. Andere mögliche Erklärungen sind, dass eine an die Tropopause treffende Luftmasse sich zur Seite ausbreitet und dabei eine Wellenbewegung ausübt. Dies könnte dazu führen, dass der Wasserdampf erst verdunstet, dann durch wiederholtes abkühlen wieder kondensiert. allerdings ist hier nur ein Ring zu sehen. Ebenfalls ist eine sekundäre Konvektion möglich. Damit ist gemeint,

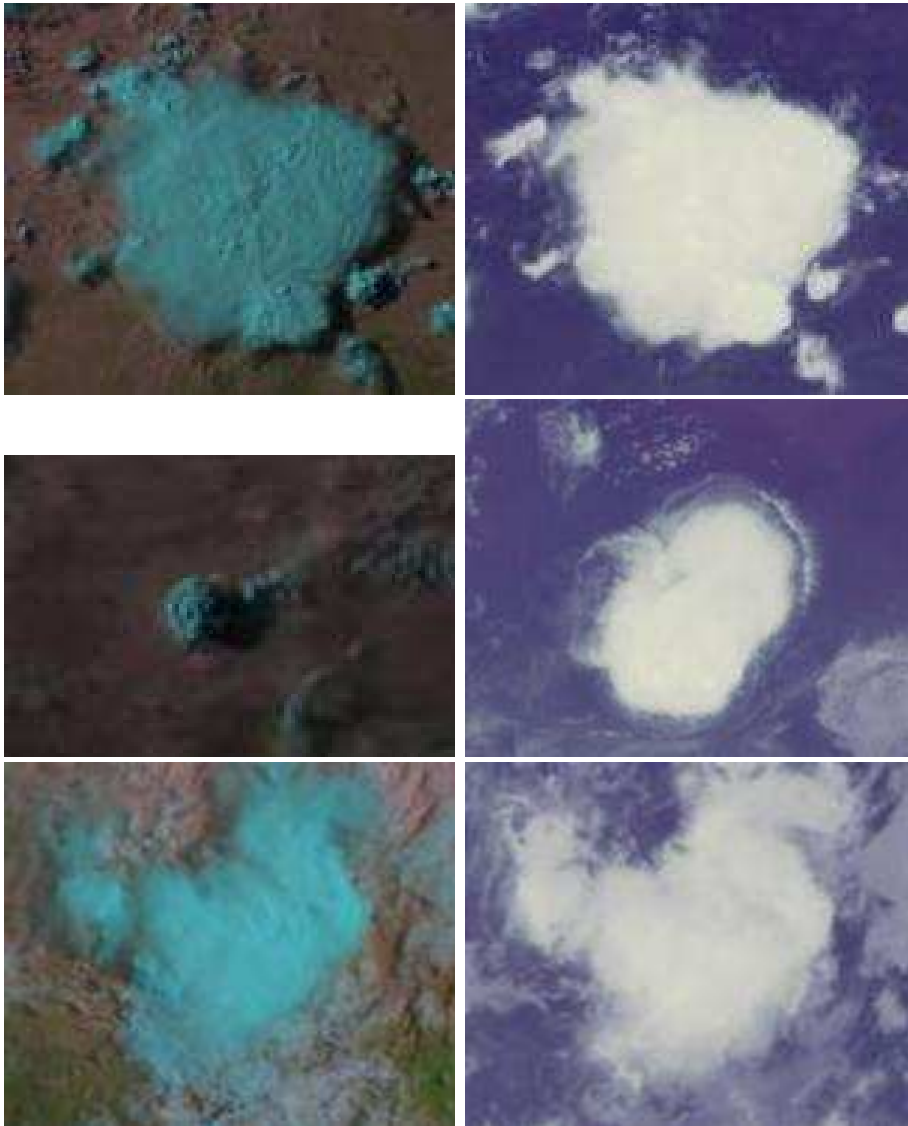


Abbildung 7.8: Wolkensystem 1 bis 3 (siehe Tabelle 7.9) aus dem August 2008 im sichtbaren (links) und thermischen (rechte) Komposit.

dass sich am oberen Rand der Wolke Luftmassen abwärts bewegen und dabei der Wasserdampf verdunstet. Nun kann es dazu kommen, dass dies zu einem Aufsteigen einer Luftmasse führt, die dabei kondensiert.

Die Wolke 5 ist über der Ostküste von Spanien beobachtet worden. Es fällt auf, dass sich ihre Eigenschaften zu ändern scheinen, wenn der Untergrund von Land zu Mittelmeer wechselt. Dies wurde so in den Tropen nicht beobachtet und könnte mit der in den mittleren Breiten niedrigeren Wassertemperatur in Verbindung gebracht werden.

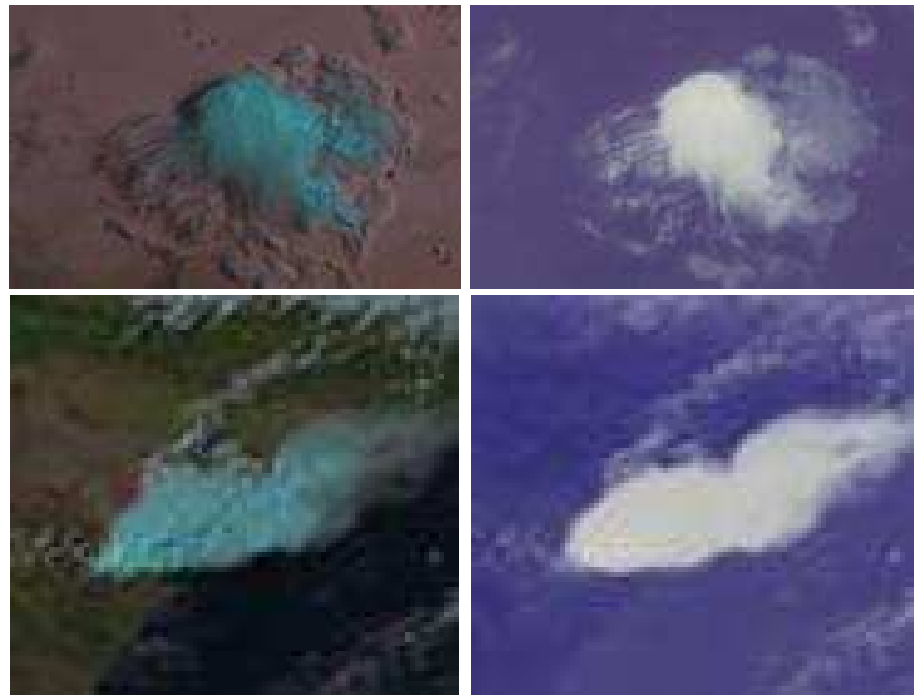


Abbildung 7.9: Wolkensystem 4 bis 5 (siehe Tabelle 7.9) aus dem August 2008 im sichtbaren (links) und thermischen (rechte) Komposit.

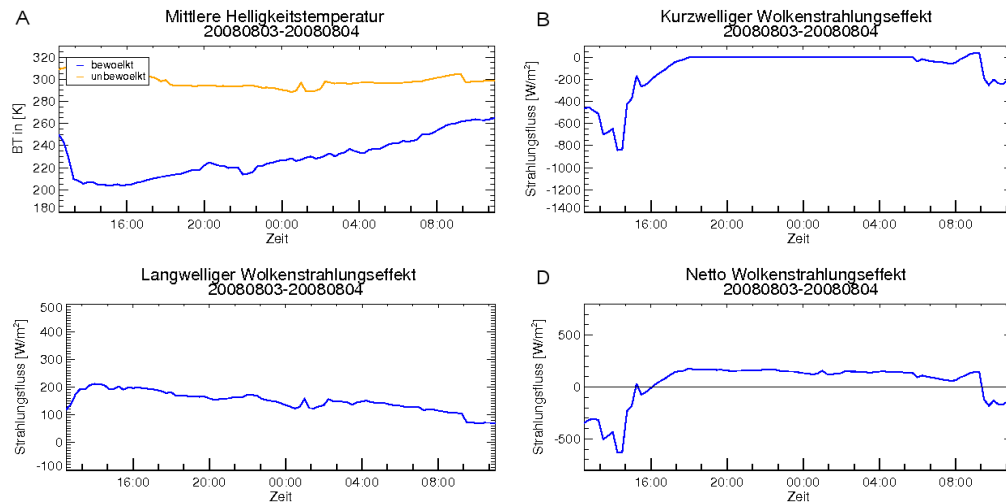


Abbildung 7.10: Helligkeitstemperatur (A), kurzwelliger- (B), langwelliger- (C) und Netto-Wolkenstrahlungseffekt (D) des Wolkensystems 1.

7.3.2 Strahlungseigenschaften

Die Abbildungen zeigen in diesem Abschnitt die gleichen Zeitreihen, wie schon zuvor. Die mittlere Helligkeitstemperatur der Wolke und des Untergrundes (A), den kurzwelligen (B), den langwelligigen (C) und den Netto-Wolkenstrahlungseffekt (D). Abbildung 7.10

zeigt die Zeitreihen der Wolke 1, die wiederum den klassischen Verlauf beschreiben. Der solare Effekt zeigt sehr hohe Werte gerade bei einem relativ großen Sonnenzenithwinkel. Dies kann aber auch daran liegen, dass der Untergrund für die „clear-sky“-Bestimmung gewechselt hat. Die Wolke existiert über der Sahelzone. Diese kennzeichnet sich durch wechselhafte Böden. Die Böden sind in Zeiten des Süd-West-Monsuns deutlich dunkler, weil durch den erhöhten Niederschlag Vegetation entsteht als zu anderen Zeiten im Jahr. Nördlich dieses Gebietes besteht die Sahelzone aus helleren Böden, die vor allem im Bereich der Steppe liegen. Die Grenze wandert meridional mit dem Jahresgang des Monsuns. Da die Wolke nach Südosten zieht, überschreitet sie diese Grenze. An der Grenze reduziert sich die reflektierte Solarstrahlung, da Böden mit erhöhter Vegetation dunkler sind als Wüsten. Somit steigt auch der solare Wolkenstrahlungseffekt und das System Erde-Atmosphäre verliert mehr Energie im Vergleich zum unbewölkten Fall als vorher. Aus Tabelle 7.10 ist ersichtlich, dass diese Wolke entlang ihrer Lebensdauer nicht strah-

	SW-Effekt	LW-Effekt	Netto-Effekt	Energiebilanz
CRE in $\frac{Wh}{m^2}$	-4214.28	3352.3	-938.01	44.23
CRE in Wh	$-58.13 \cdot 10^6$	$489.06 \cdot 10^6$	$430.91 \cdot 10^6$	$-341 \cdot 10^6$
Mittlerer CRE in $\frac{W}{m^2}$	-107.30	148.99	41.69	1.97

Tabelle 7.10: Der Wolkenstrahlungseffekt des Wolkensystems 1 über die Zeit und Fläche integriert (oben) und über die Zeit gemittelt (unten).

lungsneutral ist, der Netto-Effekt aber im Gegensatz zu den Einzeleffekten recht klein ist. Interessant ist, wenn nicht der Effekt durch die Wolke betrachtet wird, sondern die Energiebilanz der des Systems Erde/ Atmosphäre im Bereich der Wolke, also DSR–OSR–OLR, dass diese ausgeglichen ist, das System Erde/ Atmosphäre mit der Wolke also absolut betrachtet weder Energie gewinnt noch Energie verliert.

Wie oben erwähnt, beschreibt die Wolke 2 im August nach den Bildern in Abbildung 7.8 einen sehr beispielhaften Zyklus. Vor allem beobachtet man hier mit großer Wahrscheinlichkeit eine Wolke und kein Wolkensystem, was oft nicht ausgeschlossen werden kann. Koren et al. (2008) beschreiben, dass den Effekt von Sub-Pixel-Clouds in einem „clear sky“-Pixel. Aber genauso gibt es in einem „cloudy“-Pixel die Möglichkeit „clear sky“-Regionen zu finden. Hierfür ist normalerweise gerade am Rand eines Wolkensystems die Wahrscheinlichkeit erhöht und man kann nicht davon ausgehen, dass eine einzelne Wolke untersucht wird.

In der ersten Phase ist zu sehen, dass die Wolke sehr schnell sehr hoch wächst. Parallel steigt wieder der thermische Effekt, also die Differenz der Temperaturen zwischen Wolktoberkante und Boden vergrößert sich.

Der kurzweilige Effekt fällt dieses Mal mit maximal $200 \frac{W}{m^2}$ eher gering aus, was wiederum an dem hellen Untergrund liegt. Die Zugbahn der Wolke verläuft von $17^\circ N / 10^\circ W$ in südwestlicher Richtung nach $15^\circ N / 15^\circ W$. Das liegt in Zentral-Mauretanien, wo die Böden der dort vorherrschenden Sandwüste optisch sehr hell sind.

So wird der Netto-Effekt durch den thermischen Effekt dominiert und

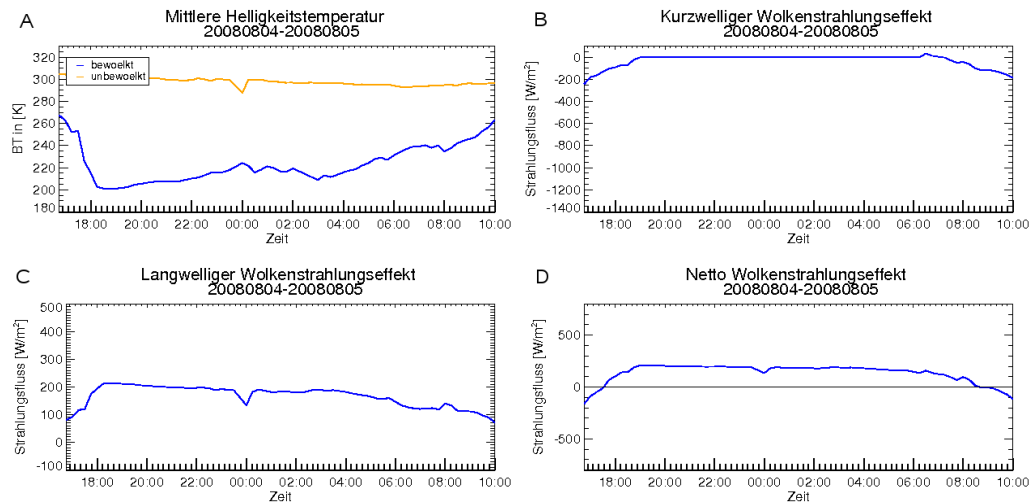


Abbildung 7.11: Helligkeitstemperatur (A), kurzwelliger- (B), langwelliger- (C) und Netto-Wolkenstrahlungseffekt (D) des Wolkensystems 2.

die Wolke hat, wie erwartet, insgesamt einen positiven Wolkenstrahlungseffekt (siehe

	SW-Effekt	LW-Effekt	Netto-Effekt	Energiebilanz
CRE in $\frac{\text{Wh}}{\text{m}^2}$	-579.61.13	2862.53	2282.9	-1089.21
CRE in Wh	$-6.99 \cdot 10^6$	$266.16 \cdot 10^6$	$259.16 \cdot 10^6$	$-179.42 \cdot 10^6$
Mittlerer CRE in $\frac{\text{W}}{\text{m}^2}$	-33.60	165.94	132.34	-63.14

Tabelle 7.11: Der Wolkenstrahlungseffekt des Wolkensystems 2 über die Zeit und Fläche integriert (oben) und über die Zeit gemittelt (unten).

Tabelle 7.11).

Die in Abbildung 7.12 gezeigten Strahlungseigenschaften der Wolke 3 sind im Unterschied zu den meisten bisher betrachteten Wolken während der Nacht aus einer relativ großen Wolkenfläche entstanden. Ansonsten zeigt sie ebenfalls einen normalen Verlauf mit einem schwach ausgeprägtem kurzwelligen Effekt.

In Tabelle 7.12 ist zu sehen, dass die Wolke nicht strahlungsneutral ist, weil der solare Effekt nicht ausreicht um den thermischen zu balancieren. Die Wolke existiert über dem Tschad an der Grenze zwischen Savanne und Wüste. Dies ist auch schon in dem Satellitenbild in Abbildung 7.8 zu erkennen. Durch den Wüstenuntergrund gibt es bereits eine sehr hohe „clear-sky“-Albedo, wodurch sich der solare Wolkenstrahlungseffekt nicht sehr stark ausprägen kann, was auch die Ergebnisse in der Tabelle wiedergeben. Ebenfalls ist Wüstensand ein relativ schlechter Wärmespeicher und somit verliert der Wüstenboden nachts Energie und kühlt sich aus. Dies ist an dem relativ geringen thermischen Wolkenstrahlungseffekt in der Grafik C zu erkennen. Tagsüber erhöht sich die Bodentemperatur der Wüste allerdings sehr stark. Dies ist auch in Grafik A, der „clear-sky“-Temperatur, zu erkennen. Hierdurch verändert sich der thermische Wolkenstrahlungseffekt fast nicht, obwohl die Wolktoberkante sinkt, da die oberen Wolkenschichten

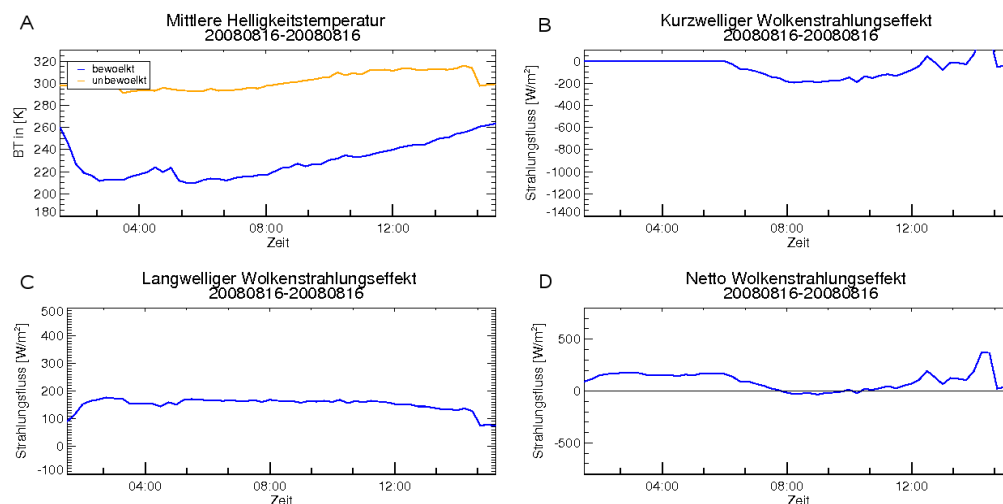


Abbildung 7.12: Helligkeitstemperatur (A), kurzwelliger- (B), langwelliger- (C) und Netto-Wolkenstrahlungseffekt (D) des Wolkensystems 3.

	SW-Effekt	LW-Effekt	Netto-Effekt	Energiebilanz
CRE in $\frac{\text{Wh}}{\text{m}^2}$	-774.98	2123.31	1348.33	2654.78
CRE in Wh	$-55.76 \cdot 10^6$	$81.0 \cdot 10^6$	$25.24 \cdot 10^6$	$147.29 \cdot 10^6$
Mittlerer CRE in $\frac{\text{W}}{\text{m}^2}$	-55.36	151.67	96.31	189.63

Tabelle 7.12: Der Wolkenstrahlungseffekt des Wolkensystems 3 über die Zeit und Fläche integriert (oben) und über die Zeit gemittelt (unten).

anfangen zu verdunsten. Es ist also bei der Bestimmung des langwelligen Wolkenstrahlungseffektes über Wüsten der deutliche Tagesgang in der Bodentemperatur zu berücksichtigen.

Bei der vierten Wolke fällt bereits im Satellitenbild in Abbildung 7.9 auf, dass der Untergrund Wüste ist. Aus den Ergebnissen der letzten Wolken können wir nun schließen, dass der Wolkenstrahlungseffekt im kurzwelligen Spektralbereich nicht sehr stark ausgeprägt sein wird und wir über die Zeit gemittelt eine Dominanz des Thermischen finden werden.

In Abbildung 7.13 sehen wir zunächst den Standardverlauf von konvektiven Wolken. Jedoch fällt sowohl der thermische als auch der solare Effekt sehr schwach aus. Gerade der Verlauf des thermischen Effektes scheint von der Wolkenoberkantentemperatur, die relativ hoch ist, dominiert zu sein.

So kommt es, dass der Netto-Effekt über die gesamte Zeit positiv ist, da der kurzwellige Effekt wegen des hellen Untergrundes nicht stark genug ausgeprägt ist, um den langwelligen Effekt auszugleichen. Für diese Wolke wird der Wolkenstrahlungseffekt, wie in Tabelle 7.13 gezeigt, durch den thermischen Effekt dominiert und es kommt nicht zu einer Aufhebung, sondern zu einem positiven Netto-Effekt, also einer Erwärmung durch die Wolke. Dies leuchtet ein, da bereits weiter oben beschrieben wurde, dass der Wüsten-

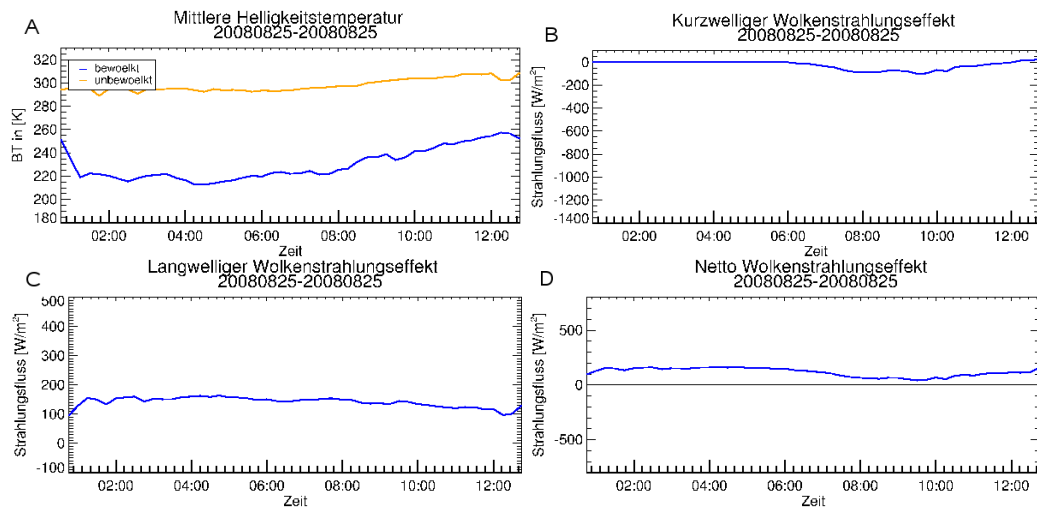


Abbildung 7.13: Helligkeitstemperatur (A), kurzwelliger- (B), langwelliger- (C) und Netto-Wolkenstrahlungseffekt (D) des Wolkensystems 4.

	SW-Effekt	LW-Effekt	Netto-Effekt	Energiebilanz
CRE in $\frac{\text{Wh}}{\text{m}^2}$	-299.47	1730.74	1431.27.80	1440.04
CRE in Wh	$-3.15 \cdot 10^6$	$15.51 \cdot 10^6$	$12.35 \cdot 10^6$	$7.62 \cdot 10^6$
Mittlerer CRE in $\frac{\text{W}}{\text{m}^2}$	-24.45	141.29	116.84	117.55

Tabelle 7.13: Der Wolkenstrahlungseffekt des Wolkensystems 4 über die Zeit und Fläche integriert (oben) und über die Zeit gemittelt (unten).

boden sehr schnell nachts auskühlt. Der Netto-Effekt wäre sogar noch größer, wenn die Bodentemperatur nachts nicht so stark sinken würde.

Wolke 5 in Abbildung 7.14 verlief über Europa, also innerhalb der mittleren Breiten. Das sieht man in den Grafiken vor allem anhand der höheren Wolkenoberkantentemperatur (Grafik A). Daraus resultiert ebenfalls ein niedriger thermischer Effekt (Grafik C). Wo hingegen der solare Effekt (Grafik B) deutlich ausgeprägt ist, sodass folglich der solare Effekt überwiegen muss und zu einem negativen Netto-Effekt (D) führen muss.

In Tabelle 7.14 zeigt der gemittelte kurzwellige Effekt, wie schon angedeutet, eine Dominanz, sodass durch die Wolke Energie verloren geht. Diese Werte passen zu den Ergebnissen aus den Projekten mit ERBE- und CERES-Daten für die gleiche Region, wie in Kapitel 3 vorgestellt.

7.3.3 Bewertung und Diskussion

Es wurden in dem letzten Abschnitt fünf Wolken vorgestellt, die im August 2008 existierten. Es wurde hier beispielhaft gezeigt, dass einzelne Wolken einen ganz unterschiedlichen energetischen Effekt auf das System Erde-Atmosphäre haben können. Vor allem der Untergrund hat einen großen Einfluss auf den solaren und thermischen Effekt.

Die hier gezeigten Ergebnisse sind Stichproben gewählter Wolken, die über ihren Lebens-

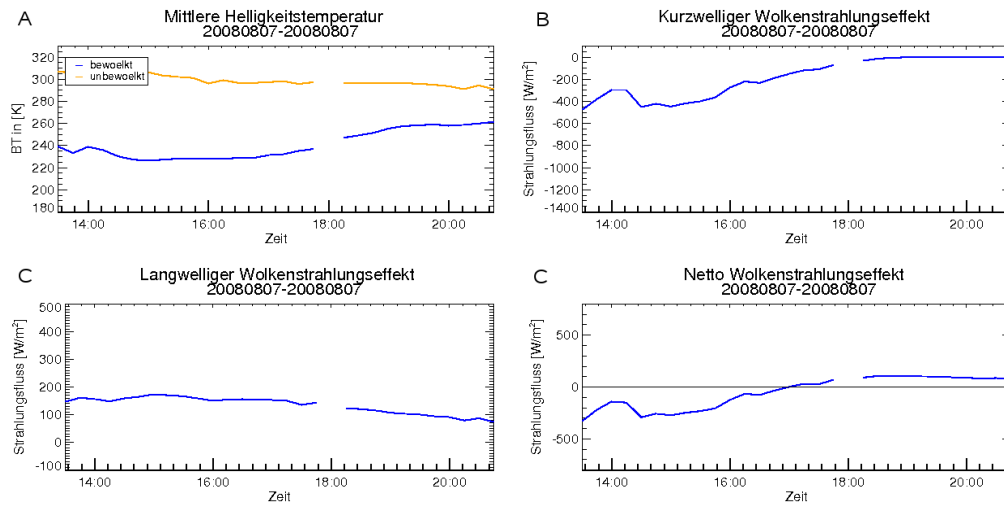


Abbildung 7.14: Helligkeitstemperatur (A), kurzwelliger- (B), langwelliger- (C) und Netto-Wolkenstrahlungseffekt (D) des Wolkensystems 5.

	SW-Effekt	LW-Effekt	Netto-Effekt	Energiebilanz
CRE in $\frac{Wh}{m^2}$	-1343.27	974.07	-369.19	372.96
CRE in Wh	$-18.54 \cdot 10^6$	$20.05 \cdot 10^6$	$-1.37 \cdot 10^6$	$-1.63 \cdot 10^6$
Mittlerer CRE in $\frac{W}{m^2}$	-185.28	134.36	-50.92	51.44

Tabelle 7.14: Der Wolkenstrahlungseffekt des Wolkensystems 5 über die Zeit und Fläche integriert (oben) und über die Zeit gemittelt (unten).

zyklus betrachtet worden sind, aber sie zeigen sehr wohl, dass der Einfluss von Wolken auf die Energiebilanz des Systems Erde/ Atmosphäre von unterschiedlichen Parametern abhängt und durch den Lebenszyklus der Wolken stark beeinflusst ist.

7.4 Bewertung der Ergebnisse

Die Ergebnisse aus diesem Kapitel haben gezeigt, dass konvektive Wolken entlang ihres Verlaufs unterschiedlich auf die Strahlungsbilanz wirken können. In zwei Wolken im August ist deutlich geworden, dass der Untergrund einen großen Einfluss auf den Strahlungseffekt von Wolken hat. Bei Böden, deren Temperatur einen deutlichen Tagesgang aufweisen, wie es bei Wüstenböden der Fall ist, fällt der thermische Effekt tagsüber sehr viel stärker aus, als nachts. Dies liegt daran, dass sich der Boden während des Tages stark aufheizt. Somit ist die Differenz des Energieverlustes im Thermischen zwischen Wolke und „clear-sky“, sehr groß. In einer Betrachtung des Wolkenstrahlungseffektes der Atmosphäre, in der die Strahlungsbilanz am Boden mit eingeht, würde dieser Effekt sich etwas anders darstellen, da durch die Wolke die Erwärmung unter der Wolke auch deutlich geringer ausfallen wird und somit der Boden ebenfalls eine niedrigere thermische Ausstrahlung besitzt. Dass sich der Wolkenstrahlungseffekt der Atmosphäre anders dar-

stellt ist in Kato et al. (2008) gezeigt.

Ein weiterer Punkt ist die Abhängigkeit des Wolkenstrahlungseffektes von der Lebenszeit der Wolken, insbesondere wann die Wolke entsteht und wann sie sich auflöst. Es gibt mehrere Möglichkeiten der Wolkenentwicklung. Eine ist, dass sich die Wolke im Laufe des Nachmittags, angetrieben durch die erhöhte Bodentemperatur, durch Konvektion entwickelt und im Laufe der Nacht durch nachlassende Konvektion auflöst. Übrig bleibt lediglich ein Cirrusschirm, der sich auch am Morgen auflöst. Diese Wolken sind hier beschrieben worden und haben in der Regel einen überwiegend thermischen Effekt und wirken somit am Oberrand der Atmosphäre erwärmend im Vergleich zum unbewölkten Himmel. Ebenfalls können sich konvektive Zellen zu sogenannte mesoskalige konvektive Systeme (MCS) entwickeln. Sie entstehen meist aus kleinen konvektiven Keimzellen und verschmelzen zu einem konvektiven System, das durchaus mehrere Tage leben kann und meist durch eine große Fläche gekennzeichnet ist. Eine solche Wolke ist im Monat Mai beobachtet worden (Wolke 4) und zeigt einen ausgeglichenen Wolkenstrahlungseffekt. Diese MCS können sich ebenfalls in tropische Zyklonen und Hurricanes entwickeln (siehe auch Klüser (2006)). Diese Aufhebung des solaren und thermischen Wolkenstrahlungseffektes ist für den Bereich der ITCZ ebenfalls aus regionalen und ortsfesten ERBE und CERES Daten bestimmt worden, konnte in dieser Arbeit aber im wolkenverfolgenden Bild nicht immer wiedergegeben werden.

Es wurde ebenfalls in jedem Monat und eine Wolke in Kapitel 6 aus den mittleren Breiten betrachtet. Die Ergebnisse des Netto-Wolkenstrahlungseffektes zeigen bei zwei der drei Wolken, dass der kurzweilige Effekt überwiegt. Bei der ersten Wolke im Mai 2009 überwiegt zwar der thermische Effekt, allerdings existierte die Wolke auch den Hauptteil der Zeit während der Nacht, sodass die Wirkzeit des solaren Effektes kürzer war. Zusammengefasst jedoch geben diese Stichproben wieder, dass Wolken in den mittleren Breiten auf das System Erde-Atmosphäre abkühlend wirken. Dieses Ergebnis passt in die zonal gemittelte Analyse von Kato et al. (2008).

7.5 Exemplarischer Wolkenlebenszyklus

In diesem Abschnitt wird am Beispiel der Wolken Eins und Zwei im August 2008 der Wolkenlebenszyklus anhand von Satellitenszenen vorgestellt. Abbildung 7.15 zeigt den kompletten Lebenszyklus der Wolke 1 von 12:30 UTC am 03. August 2008 bis 10:30 UTC am 4. August 2009 in einer zeitlichen Auflösung von einer Stunde.

Zu Beginn sind einige konvektive Zellen zu erkennen, die sich im Laufe des Nachmittags entwickeln. Am frühen Abend haben sich diese einzelnen Zellen so weit entwickelt, dass sich ihre Wolkenoberkanten, die Cirrusschirme, berühren und die Zellen verschmelzen. Ab 22:30 UTC sind die einzelnen Zellen zu einer Wolke vereint. Diese zeigt zu Beginn der zweiten Nachthälfte ihre größte horizontale Ausdehnung. Ab 06:30 UTC ist die Wolke nicht mehr als konvektive Zelle zu erkennen und besteht nur noch aus einer übrig gebliebenen flacheren Bewölkung, die sich im Laufe des Vormittags ebenfalls auflöst. Dieser Wolkenzyklus ist exemplarisch für die Entwicklung konvektiver Zellen.

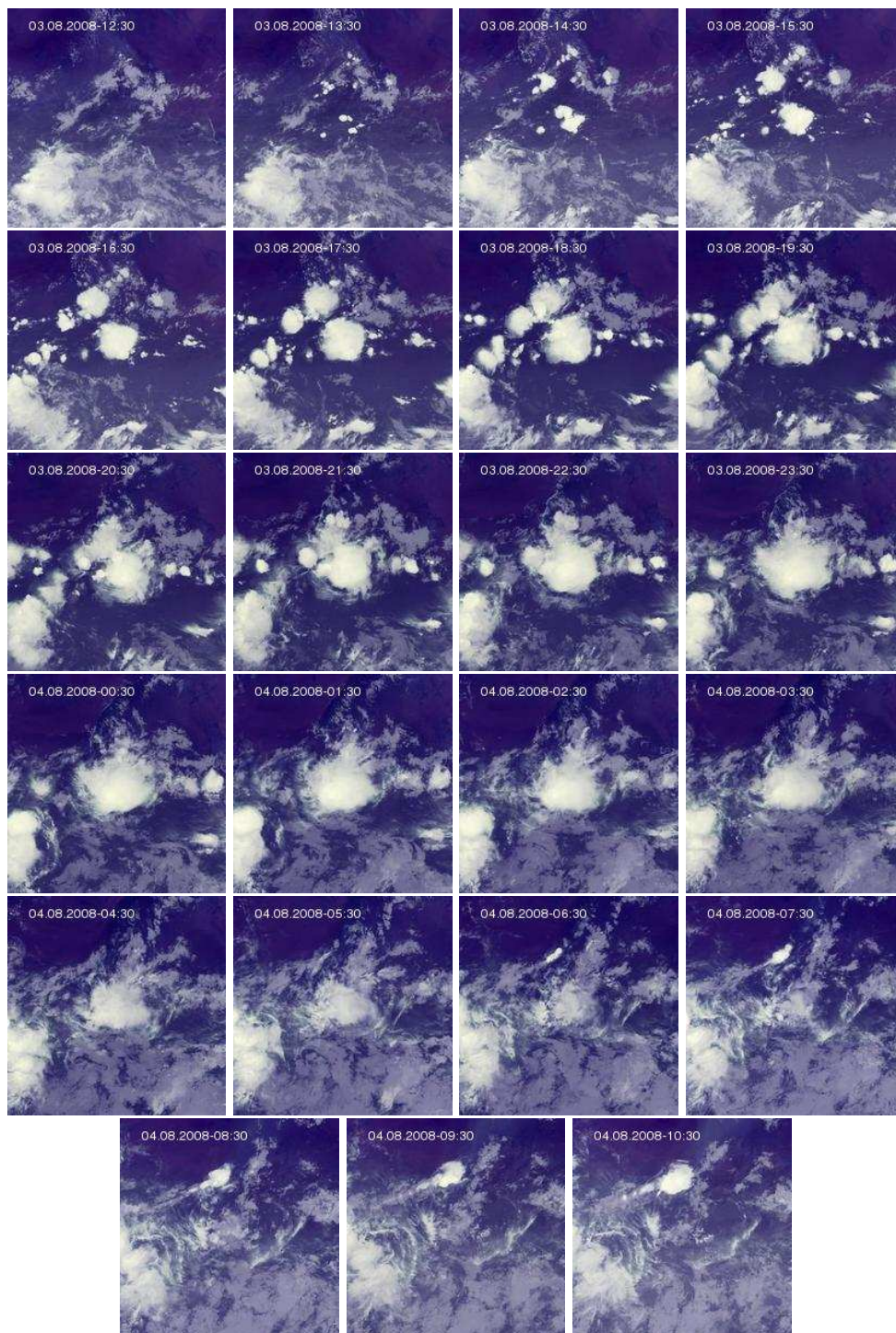


Abbildung 7.15: *Wolkenlebenszyklus der Wolke 1 im August 2008 in einstündiger Auflösung.*

Der zweite Wolkenlebenszyklus, der in Abbildung 7.16 gezeigt ist, gehört zu der Wolke 2 im August 2008. Diese Wolke zeigt eine sehr ähnliche Entwicklung zur oben beschriebenen Wolke 1. Sie ist ebenfalls in den inneren Tropen des afrikanischen Kontinents entstanden.

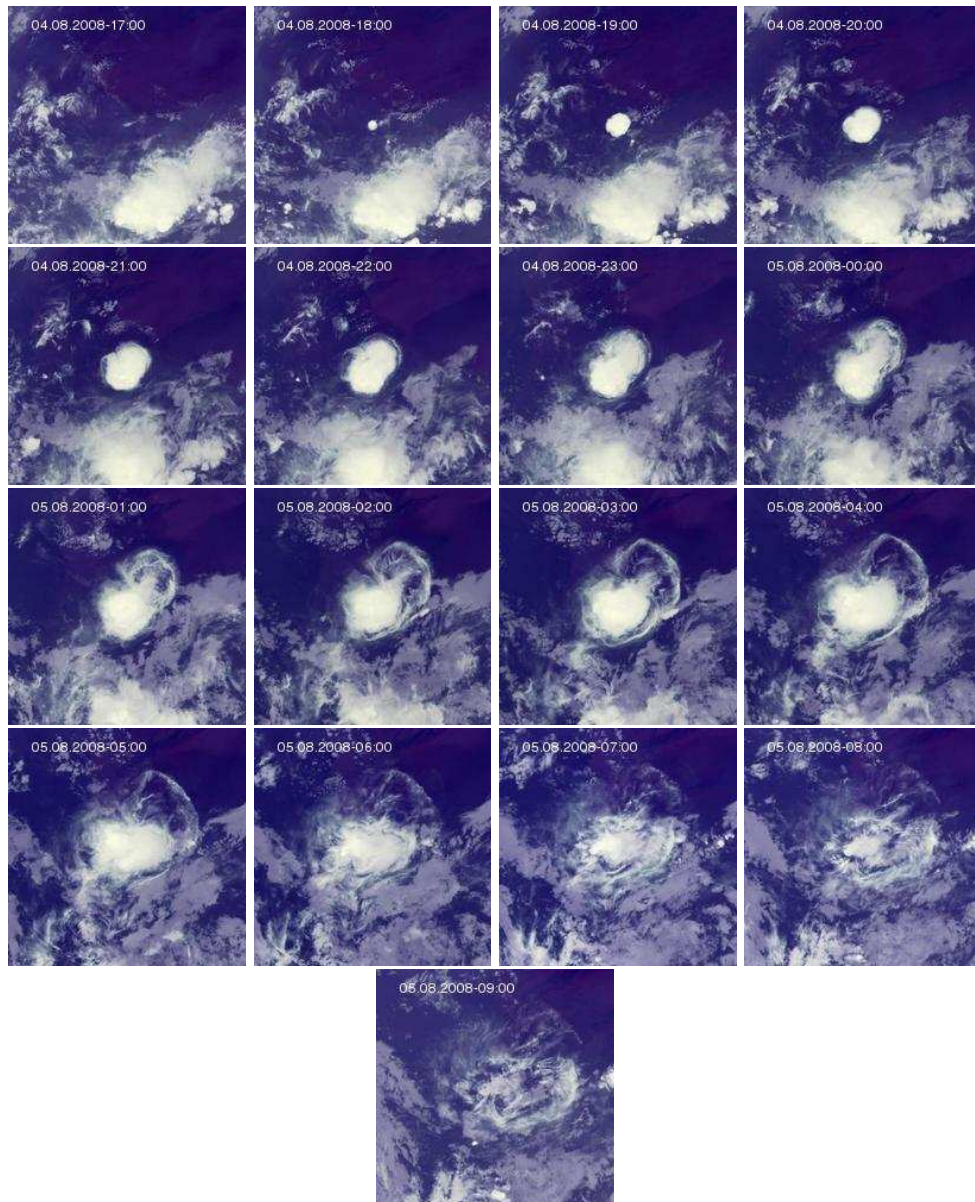


Abbildung 7.16: *Wolkenlebenszyklus der Wolke 2 im August 2008 in einstündiger Auflösung.*

Allerdings hat sich diese Wolke nicht aus einzelnen konvektiven Zellen durch Verschmelzung vergrößert. Diese Wolke hat sich als einzelne konvektive Zelle gebildet. Sie zeigt ebenfalls in der zweiten Nachthälfte ihre größte horizontale Ausdehnung und beginnt sich am frühen Morgen aufzulösen. Um 09:00 UTC ist die Wolke in die flachen Bewölkung der Umgebung übergegangen und nicht mehr als alleinige Wolke zu identifizieren.

7.6 Fehlerbetrachtung

Bei der Bestimmung des Wolkenstrahlungseffektes mit satelittengestützten Messungen ergeben sich im Rahmen der Prozessierung und der Konvertierung von den gemessenen schmalbandigen Strahldichten in breitbandigen Wolkenstrahlungseffekten einige Fehlerquellen. Eine Überprüfung dieser Fehlerquellen erweist sich allerdings als kompliziert, da nur ein Vergleich mit anderen Satelliteninstrumenten oder ein Vergleich der Prozessierung selber mit variierenden Randbedingungen in Frage kommt. Zusammengefasst kommen

- die narrow-to-broadband conversion
- die radiance-to-flux conversion
- die Bestimmung der „clear sky“-Fläche

als mögliche Fehlerquellen in Frage. Diese werden exemplarisch an der Wolke 1 im August untersucht und bewertet.

Die breitbandigen Strahldichten, die aus der narrow-to-broadband conversion resultieren, sind bereits durch Clerbaux et al. (2001a) mit einem ERBE-like CERES Datensatz verglichen worden. Hier ist ein Fehler von 3.5% im solaren und 0.7% im thermischen Spektralbereich bestimmt worden.

Die radiance-to-flux conversion ist eine deutlich größere Fehlerquelle. Vor allem im solaren Spektralbereich kann die Korrektur der anisotropen Reflexion des Bodens und der Wolken nicht berechnet werden, sondern wird durch zum Beispiel ein „Angular distribution model“ berechnet. Dieses Modell ist, wie schon in Kapitel 4 beschrieben, von dem Sonnenzenithwinkel, dem relativen Azimuthwinkel, dem Sichtfeldzenithwinkel sowie der Szene abhängig. Die drei Winkel lassen sich sehr genau berechnen, die Fehlerquelle ist hierbei die Bestimmung der Szene und der Fehler durch das Modell. Im langwelligen Spektralbereich wird ein „Limb-darkening Model“ genutzt. Dieses errechnet eine Korrektur der emittierten thermischen Strahlung für jeden Sichtfeldzenithwinkel. Clerbaux et al. (2001b) geben für die Modelle eine Genauigkeit von 6% im solaren und 2% im thermischen Spektralbereich an.

Um die Bestimmung der Szene als mögliche Fehlerquelle zu untersuchen ist die reflektierte Strahlungsflussdichte der Wolke und der unbewölkten Fläche mit verschiedenen Abweichungen von der durch das RMIB bestimmten Szene berechnet worden. Es wurden die Nummer der erkannten Szenen jedes einzelnen Pixels in jedem Zeitschritt um 1, 2 und 5 variiert. Die bestimmte Szene wird einer von 592 Szenenklassen zugeordnet, die durchnummeriert sind. Eine Änderung der Nummer bedeutet, dass man eine leicht abgewandelte Szene annimmt. Abbildung 7.17 zeigt in (A) die Zeitreihe der reflektierten Solarstrahlung für die ursprüngliche Messung, die sich aus der Szenenbestimmung des RMIB ergibt, (schwarz) und die sechs Variationen. Diese Variationen ergeben sich nach A.12 bis A.19 vor allem aus unterschiedlich erkannter optischer Dicke. Lediglich bei der Variation um fünf Szenen ist die Wahrscheinlichkeit größer, dass die Szene einem

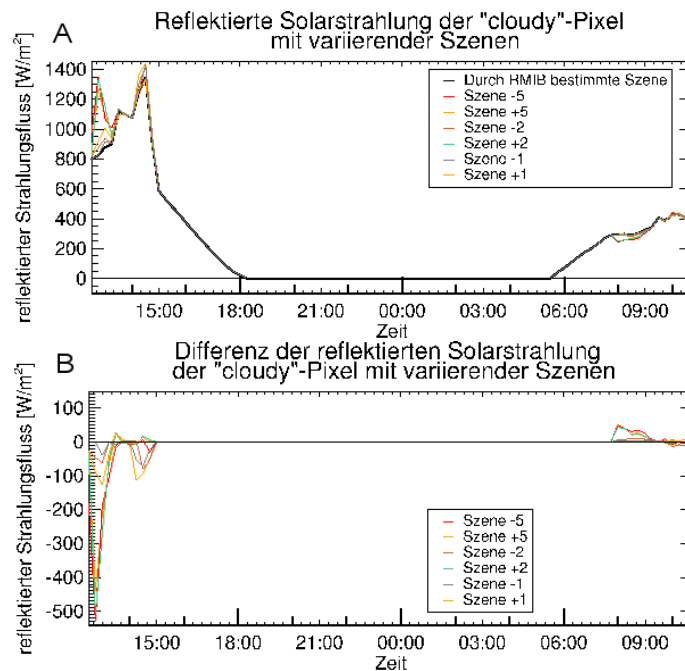


Abbildung 7.17: Reflektierte Solarstrahlung mit variierender Szenenerkennung exemplarisch an Wolke 1 im August gezeigt; (A) Zeitserie der reflektierten Solarstrahlung; (B) Differenz: RMIB-Szene - variierende Szene

anderen Bedeckungsgrad, einer anderen Wolkenphase oder einem anderen Untergrund entspricht. In der Grafik (B) ist die Abweichung von der ursprünglichen Zeitreihe, wiederum die Zeitreihe, die sich durch die Szenenbestimmung des RMIB ergibt, dargestellt. Die in beiden Grafiken gerade während der Entwicklung der Wolke zu erkennende größere Abweichung ist durch die Variation um fünf Szenen in beiden Fällen verursacht worden. In diesen beiden Fällen ist gegenüber der mittleren beschriebenen Szene die optische Dicke deutlich über- bzw. unterschätzt worden. Wenn man eine so starke Variation der Szene ausser acht lässt, ergibt sich ein Fehler von ca. 13% für bewölkte Pixel. Der mittlere Fehler, mittlerer Fehler = $\frac{\text{maximale Standardabweichung}}{\text{Mittelwert}}$, beträgt 28%. Der Mittelwert errechnet sich aus der Zeitreihe, die auf der Szenenerkennung durch das RMIB basiert. Es muss bei der Berechnung allerdings berücksichtigt werden, dass ein Großteil der Zeit die solare Einstrahlung Null gewesen ist. Vernachlässigt man diese Zeit in der Berechnung der Standardabweichung und des Mittelwertes, so ergibt sich ein mittlerer Fehler von 20%.

In Abbildung 7.18 ist diese Betrachtung für die unbewölkten Pixel durchgeführt worden. Wieder zeigt Grafik (A) die Zeitserie der reflektierten Solarstrahlung und Grafik (B) die Abweichung von der ursprünglichen Szene. Ebenfalls sind die stärksten Abweichungen auf die Variation um fünf Szenen zurückzuführen, sodass sich bei einer Variation von +/- zwei Szenen ein Fehler von ca. 67%. Dieser Wert ist deutlich höher als erwartet und zeigt sich als eine deutliche Abweichung in einer der Zeitreihen. Der mittlere Fehler ist mit 30% deutlich niedriger. Der mittlere Fehler über die Zeit mit solaren Einstrahlung

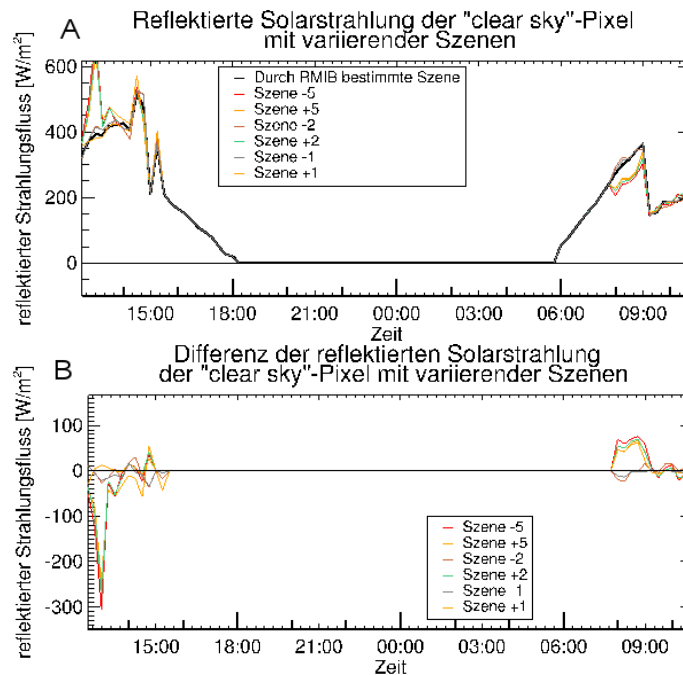


Abbildung 7.18: Reflektierte Solarstrahlung mit variierender Szenenerkennung exemplarisch an Wolke 1 im August gezeigt; (A) Zeitserie der reflektierten Solarstrahlung; (B) Differenz: RMIB-Szene - variierende Szene

beträgt nun noch 21%

Eine weitere Fehlerquelle ist die Bestimmung der „clear sky“-Region. Diese sollte möglichst in der direkten Umgebung der Wolke liegen. Dies ist wichtig, damit die „clear sky“-Region die möglichst gleiche solare Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre hat, wie die Wolke, aber auch damit den Unterschied der Reflektivität und der Temperatur des Untergrundes nicht zu stark von dem der Wolke abweicht. Um diesen Einfluss zu bestimmen ist für die Wolke die „clear sky“-Region neu bestimmt worden. In Abbildung 7.19 ist die Zeitreihe der reflektierten solaren Strahlung für zwei verschiedene „clear-sky“-Regionen gezeigt (Grafik A) und die Differenz der beiden (Grafik B).

In Abbildung 7.20 ist dies für die thermische Strahlung gezeigt, die eine deutlich niedrigere Abweichung zeigt.

Es ergibt sich hieraus ein Fehler im solaren Spektrum von bis zu 42%. Diese hohe Differenz ist allerdings keine systematische Abweichung. Viel mehr ist eine für kurze Zeit erhöhte reflektierte Solarstrahlung von einer Region nicht beobachtet worden. Die Standardabweichung der Differenz beträgt 28 Wm^{-2} , also 25% der mittleren reflektierten Solarstrahlung. Mit Vernachlässigung der Zeit ohne solare Einstrahlung 16%. Für die langwellige Strahlung ist bei einer Veränderung der „clear sky“-Region ein mittlerer Fehler von 2.7% bestimmt worden.

Diese einzelnen Fehlerquellen sind in Tabelle 7.15 nochmals zusammengefasst und es ist der totale resultierende Fehler der reflektierten Solarstrahlung und der emittierten ther-

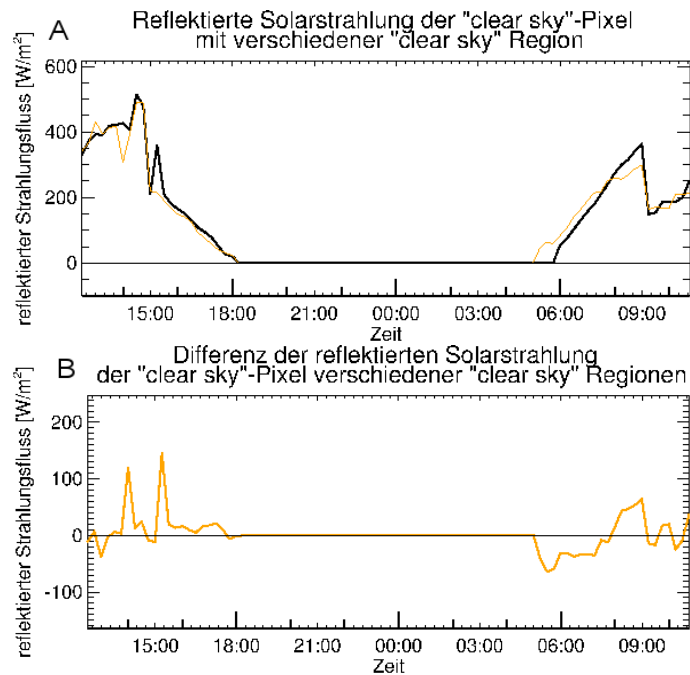


Abbildung 7.19: Reflektierte Solarstrahlung mit unterschiedlicher „clear sky“ Region exemplarisch an Wolke 1 im August gezeigt; (A) Zeitserie der reflektierten Solarstrahlung; (B) Differenz

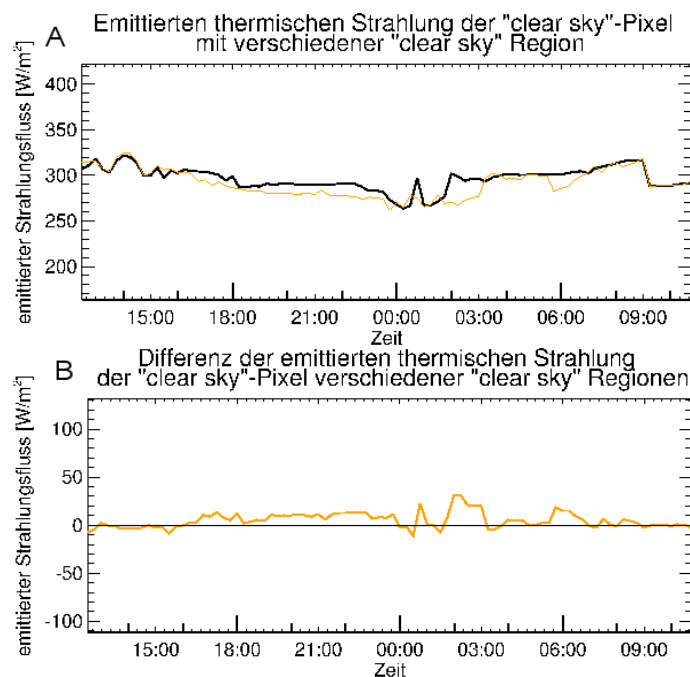


Abbildung 7.20: Emittierte thermische Strahlung mit unterschiedlicher „clear sky“ Region exemplarisch an Wolke 1 im August gezeigt; (A) Zeitserie der thermischen Strahlung; (B) Differenz

Fehlerquelle	SW – Fehler _{cloudy} [%]	SW – Fehler _{clearsky} [%]	LW-Fehler [%]
n2b	3.5	3.5	0.7
r2f	6	6	2
Szene	20	21	0
“clear sky“-Fläche	0	16	2.7
Total	29.5	46.5	5.4

Tabelle 7.15: Zusammenfassung der Einzelfehler; n2b: narrow-to-broadband conversion; r2f: radiance-to-flux conversion; Szene: Bestimmung der Szene; “clear sky“-Fläche: Bestimmung der “clear sky“-Fläche

mischen Strahlung angegeben. Mit den bestimmten Fehlern der einzelnen Fehlerquellen lässt sich nun mittels einer Gauß’schen Fehlerfortpflanzung der Gesamtfehler auf den Wolkenstrahlungseffekt errechnen. Für den Fall linear eingehender Fehlergrößen mit $\frac{\partial f}{\partial x_i} = 1$, wie es bei der Berechnung des Wolkenstrahlungseffektes aus den einzelnen Strahlungsflussdichten der Fall ist, gilt der Spezialfall (Bronstein et al. (2001)):

$$\sigma_f = \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2 + \dots + \sigma_k^2} \quad (7.1)$$

Somit ergeben sich für den Wolkenstrahlungseffekt die in Tabelle 7.16 gezeigten Fehler. Anhand einer exemplarischen Wolke ist durch Veränderung verschiedener Randbedin-

Wolkenstrahlungseffekt	absoluter Fehler [Wm ⁻²]	relativer Fehler [%]
kurzwellig	170.99	76.23
langwellig	8.51	5.7
Netto	171.20	417

Tabelle 7.16: Fehler der Wolkenstrahlungseffekte nach Gauß’scher Fehlerfortpflanzung

gungen ein Fehler bei der Berechnung des Netto-Wolkenstrahlungseffektes bestimmt worden. Dieser hohe Fehler des Netto-Effektes ist vor allem durch den Fehler im Solaren dominiert. Da der Netto-Effekt vor allem durch den langwelligen Effekt während der Nacht beeinflusst wird, fällt er selber, im Mittel 41.68 Wm⁻², recht niedrig aus. Durch den hohen Fehler im solaren Spektralbereich erreicht ein relativer Fehler einen Wert von 417%. Dies zeigt, dass vor allem die Bestimmung der Szene zu diesem hohen Fehler beiträgt. Es ist daher äußerst wichtig, dass die unbewölkte Fläche eine möglichst gleiche Szene hat, wie der Untergrund unter der Wolke, damit der Effekt von Wolken bestimmt werden kann. Eine ebenfalls große Fehlerquelle befindet sich in der Bestimmung der unbewölkten Fläche selber. Es ist sehr entscheidend einen möglichst ähnlichen Untergrund zu benutzen.

Kapitel 8

Die Strahlungseigenschaften verschiedener Wolken mit automatischer Wolkenverfolgung

8.1 Einleitung

Das in Kapitel 7 genutzte Verfahren, das auf der manuellen Markierung von Wolken basiert, ist zwar eine gute Methode, um Wolken zu verfolgen, aber sie ist äußerst zeitaufwendig. Daher wurde in Kapitel 5 eine weitere Methode zur Wolkenverfolgung vorgestellt: die automatische Wolkenverfolgung (im Folgenden als Algorithmus bezeichnet). Diese basiert auf der Erkennung bestimmter Pixel und deren Wiedererkennung im darauffolgenden Bild. Sie ist in Schröder et al. (2009) zum Beispiel dazu genutzt worden, minimale Wolkenoberkantentemperaturen statistisch zu erfassen. Sie wurde aber noch nicht dazu benutzt komplette einzelne Wolken zu verfolgen. Hierfür ist vor allem wichtig, die gesamte Wolke zu identifizieren.

Im Folgenden werden fünf Wolken aus einem Zeitraum von 8 Tagen genauer untersucht. Weiter wird die Verfolgung dieser Wolken durch manuelle Wolkenerkennung optimiert und die Unterschiede werden diskutiert. Dies hat das Ziel festzustellen, ob es möglich ist, den Wolkenlebenszyklus mit einer automatischen Methode zu erfassen um eine Wolkenstrahlungseffekt-Statistik für bestimmte Regionen und bestimmte Wolken aufstellen zu können.

8.2 Erläuterung der Randbedingung zur automatischen Wolkenbestimmung

Für diesen Test des Algorithmuses wurden in einem Zeitraum von acht Tage zwischen dem 21. Januar 2009 und dem 28. Januar 2009 alle Wolke, die den in Tabelle 8.1 beschriebenen Randbedingungen genügen, verfolgt.

Die Funktion *Minimale Überlappung* gibt an, wie stark die beiden Wolkenmasken,

Funktion	Einstellung
Minimale Überlappung	5 %
Maximale Temperatur eines bewölkten Pixels	250 K
Minimalgröße der Wolke	200 Pixel
Zeitschritt	15 Minuten
Gebiet	Volle MSG-Scheibe

Tabelle 8.1: Vorgegebene Bedingungen zur Wolkenverfolgung

die berechnet werden (siehe hierfür Kapitel 5.4), übereinstimmen müssen, um als Wolke von erkannt zu werden, d.h. wie viele Pixel der alten Wolke nach der Addition den Wert 2 haben müssen, damit das Programm beide als die gleiche Wolke anerkennt. Ist diese Fläche, in denen die Wolke in beiden Zeitschritten erkannt wurde zu klein, werden die Wolken nicht als gleich angesehen, da Wolken sich in einer bestimmten Zeit nur eine bestimmte Entfernung zurücklegen können. Dieser Wert muss an den Zeitschritt angepasst werden, da sich die Geschwindigkeit der Wolke von dem Zeitschritt abhängig ist.

Die Funktion *Maximale Temperatur eines bewölkten Pixels* gibt an, ab welcher äquivalenten Schwarzkörpertemperatur im thermischen Fenster ein Pixel als bewölkt identifiziert wird. Setzt man diesen Wert zu hoch, können auch unbewölkte Pixel als bewölkt erkannt werden, wenn die Bodentemperatur sehr niedrig ist. Setzt man sie zu tief, so erfasst man Wolken erst in einem sehr späten Stadium. Es fehlt dann ein wichtiger Teil des Wolkenlebenszykluses.

Die Funktion *Minimale Größe einer Wolke* gibt an, wie viele Pixel eine Wolke umfassen muss, damit sie als Wolke erkannt wird.

Die Funktion *Zeitschritt* gibt an, ob man in SEVIRI-Auflösung rechnet oder zum Beispiel stündlich, um dafür einen längeren Zeitraum abzudecken oder die Rechenzeit zu reduzieren.

Die Funktion *Gebiet* entscheidet, ob man über die komplette MSG-Scheibe Wolken verfolgen möchte oder nur über Europa, über den Tropen oder einer anderen definierten Region.

8.3 Ergebnisse aus Januar 2009

In diesem Abschnitt werden die Wolkenzyklen dargestellt, die mit Hilfe des Algorithmus herausgekommen sind. Abbildung 8.1 zeigt eine Auswahl von 32 Wolken aus den insgesamt 255 verfolgten Wolken auf der gesamten MSG-Scheibe unter den in Tabelle 8.1 genannten Randbedingungen. Die gezeigte Wolken existieren zwischen 20° N / 20° S und 50° W / 30° E, leben zwischen 2 und 8 Tagen und haben während ihrer Verfolgung eine minimale mittlere Wolkenoberkantentemperatur von 190 K. Dies soll verdeutlichen, welch große Anzahl an Wolken man in einem relativ kleinen Zeitraum für eine Region, wie zum Beispiel die Tropen untersuchen könnte.

Abbildung 8.2 zeigt aus den 255 verfolgten Wolken fünf unterschiedliche, die sich in

Automatisch verfolgte Wolken
 20° N – 20° S ; 50° W – 30° E ; 48h – 192h ; min. Temp. 190K

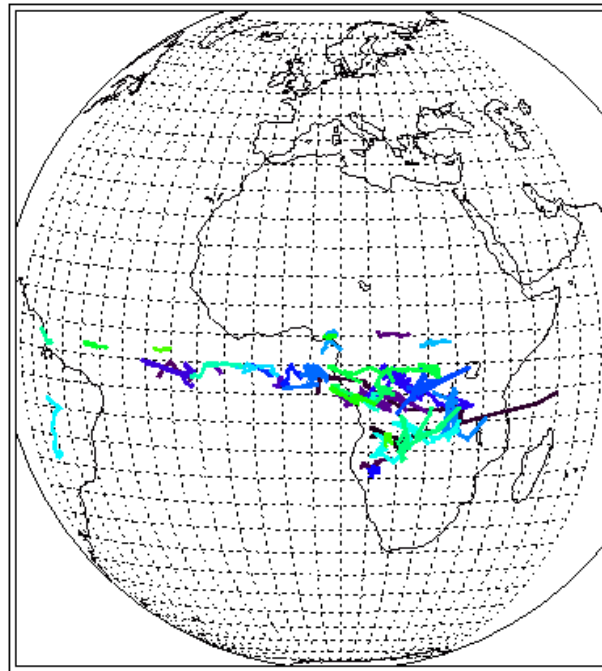


Abbildung 8.1: Zugbahn der durch den automatischen Algorithmus verfolgten Wolken; Bedingungen für diese Wolken waren zeitweise kältere Oberkante als 190K, Lebensdauer zwischen 48 und 192 Stunden; innerhalb des Gebietes 20° N, 20° S, 50° W, 30° E

den Tropen und auch im Bereich der Sahelzone über Ozean und Land entwickelt haben, anhand derer die Güte dieses Verfahrens getestet werden soll.

Diese Wolken werden ebenfalls in Tabelle 8.2 mit ihrer Lebensdauer und auch ihrem Entstehungsgebiet vorgestellt. Hier fällt auf, dass unterschiedliche Zeiträume für die jeweiligen Verfahren angegeben sind. Wie bereits in Kapitel 5.4 erläutert, erfasst der Algorithmus eine Wolke erst ab einer bestimmten Oberkantentemperatur. Wenn man dies manuell optimiert, wird die Entstehung der Wolke, beziehungsweise das Auflösen, nach vorne und nach hinten verschoben. Die manuelle Optimierung bedeutet, dass die Wolke durch den Algorithmus erkannt wird und von der mittleren Position des ersten Zeitschrittes ausgehend per Hand von der Entstehung bis zur Auflösung markiert wird.

Außerdem kann es dazu kommen, dass der Algorithmus bei „Berührung“ von Wolken auf eine andere Wolke überspringt, da gerade die großen Wolkensysteme gelegentlich kurz verschmelzen und sich dann wieder zerlösen. Die konvektiven Zellen können sich auch durch ihren Amboss und Cirrusschirm miteinander verbinden und sich nach einer gewissen Zeit wieder trennen. Dies erklärt zumindest die Tatsache, dass einige Wolken nach dem Algorithmus länger oder auch kürzer leben als mit Hilfe der manuellen Verfolgung.

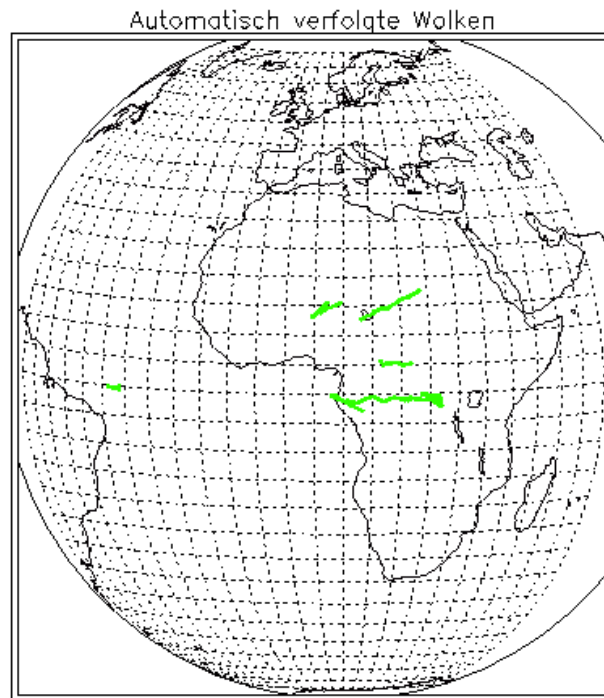


Abbildung 8.2: Zugbahn der durch den automatischen Algorithmus verfolgten Wolken; hier nur eine Auswahl von fünf Wolken, die zum Vergleich der Algorithmen ebenfalls manuell verfolgt wurden.

Nr.	Verfahren	Wolkenbildung	Wolkenauflösung	Region
1	Auto.	21.1.2009 07:45 UTC	22.1.2009 02:30 UTC	Sahara
1	Man.	21.1.2009 04:45 UTC	22.1.2009 05:30 UTC	nördlich der ITCZ
2	Auto.	21.1.2009 15:45 UTC	22.1.2009 08:30 UTC	Afrika im
2	Man.	21.1.2009 13:00 UTC	22.1.2009 18:15 UTC	Bereich der ITCZ
3	Auto.	22.1.2009 22:00 UTC	23.1.2009 12:00 UTC	Afrika im nördlichen
3	Man.	22.1.2009 19:00 UTC	22.1.2009 10:00 UTC	Bereich der ITCZ
4	Auto.	23.1.2009 06:30 UTC	23.1.2009 18:30 UTC	Westatlantischer im
4	Man.	23.1.2009 02:00 UTC	23.1.2009 00:00 UTC	Bereich der ITCZ
5	Auto.	27.1.2009 03:30 UTC	28.1.2009 15:15 UTC	Afrika im
5	Man.	27.1.2009 03:00 UTC	27.1.2009 15:15 UTC	Bereich der ITCZ

Tabelle 8.2: Übersicht über die im Januar 2009 verfolgten Wolken

In den Abbildungen 8.3, 8.5, 8.6, 8.7 und 8.8 werden die jeweiligen Zeitreihen der mittleren Wolkenoberkantentemperatur (Grafik A und E), des kurzwelligen (Grafik B und F), des langwelligen (Grafik C und G) und des NETTO-Effektes (Grafik D und H) der fünf Wolken gezeigt, die sowohl automatisch als auch manuell verfolgt worden sind. Die

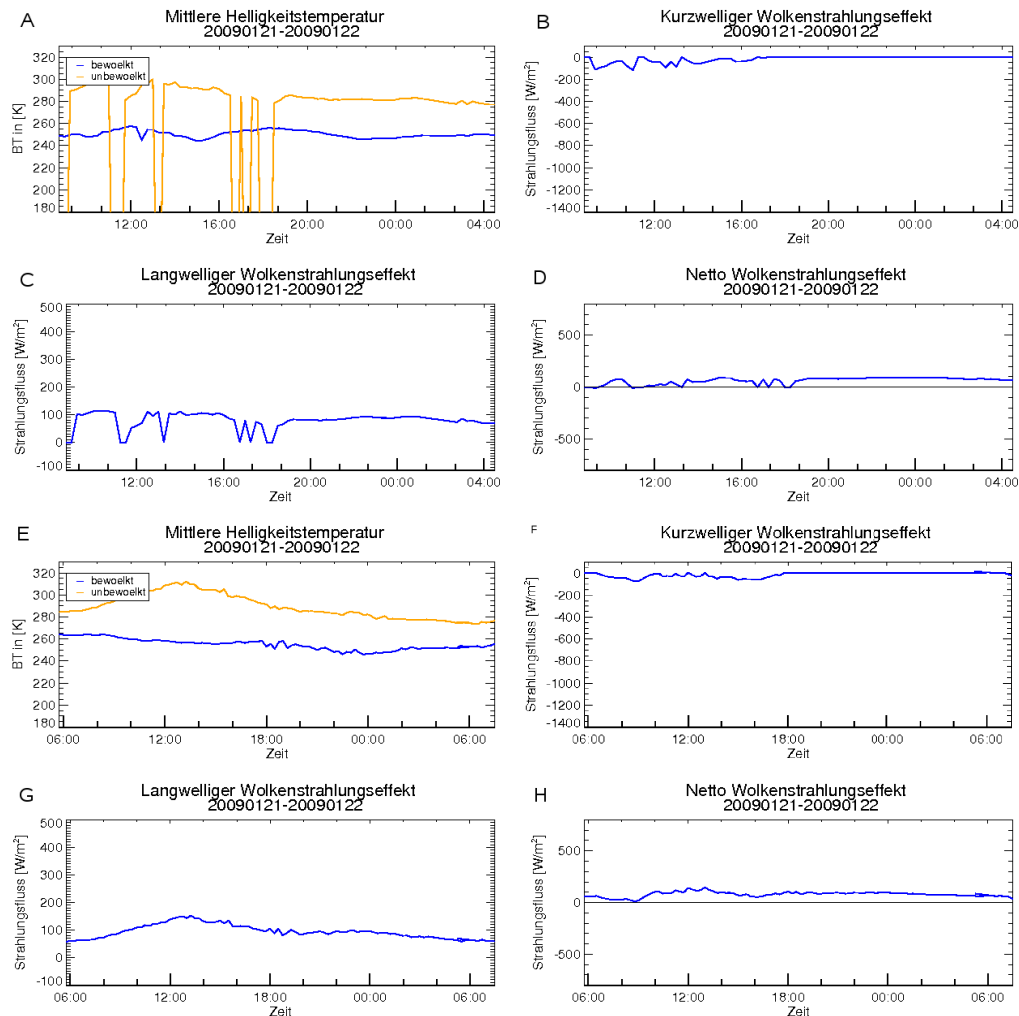


Abbildung 8.3: Zeitreihen der automatisch verfolgten Wolke 1. Ersten vier Grafiken (A,B,C,D): mit automatischem Verfahren; Letzten vier Grafiken (E,F,G,H) durch manuelles Verfahren verbessert.

oberen Grafiken (A-D) zeigen die Ergebnisse, die durch eine automatische Verfolgung erhalten worden sind. Es wird um das Pixel, das der mittleren Position der Wolke zum jeweiligen Zeitpunkt entspricht, mit Hilfe der Information der gesamten Pixelanzahl der Wolke ein Quadrat gelegt. Dann wird entschieden, welche Pixel bewölkt und welche unbewölkt sind. Das Entscheidungsverfahren ist analog zur manuellen Methode. Dies kann zu dem Problem führen, dass in dem Quadrat keine unbewölkten Pixel existieren. Dies passiert relativ oft und ist in den Grafiken (A-D) der Abbildung 8.3 dadurch zu erkennen, dass die „clear-sky“-Temperatur zwischenzeitig auf Null abfällt und die Wolkenstrahlungseffekte Null betragen. Wählt man das Quadrat größer, so vergrößert man die Wahrscheinlichkeit, dass man auch andere Wolken miteinbezieht, die in der unmittelbaren Entfernung der verfolgten Wolke liegt.

Bei der manuellen Optimierung markiert man zunächst die aus dem Algorithmus er-

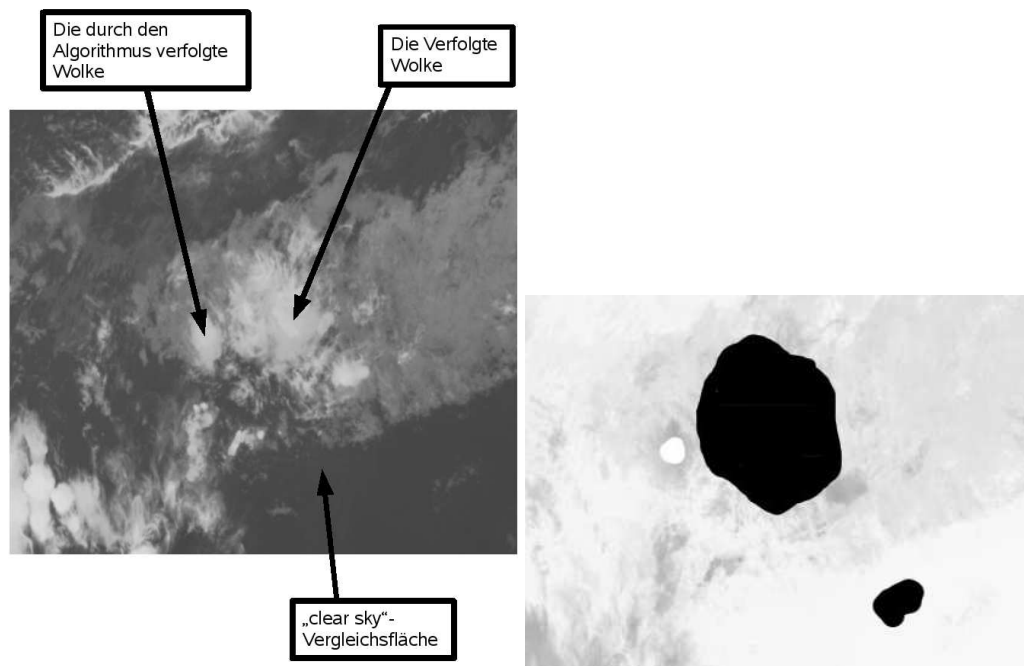


Abbildung 8.4: Beispiel des Problems der falsch verfolgten Wolke. Links: 10.8µm Bild mit invertierter Farbskala der Szene der Wolke 4 im Westatlantik; Rechts: Bild mit nicht invertierter Farbskala. Weiß ist die durch den Algorithmus markierte Wolke, Schwarz ist die manuell markierte Wolke, der untere schwarze Bereich ist die „clear sky“-Fläche; 23.01.2009 20:45 UTC

haltenen Mittelposition der Wolke und markiert die komplette Wolke per Hand. Hierbei sieht man schon, dass die Wolkenverfolgung für diese Zwecke noch nicht optimal arbeitet, wie in Abbildung 8.4 gezeigt ist.

In dieser Abbildung sieht man, dass die Wolke nicht mit der ursprünglich verfolgten Wolke übereinstimmt.

In den Ergebnissen ist vor allem zu sehen, dass die Unterscheidung zwischen bewölkten und unbewölkten Pixeln sehr gut funktioniert. Die Wolke in Abbildung 8.3 ist über der Sahara. In der mittleren Wolkenoberkantentemperatur ist der Tagesgang zu erkennen, der zwischen 315 K und 280 K schwankt. Gleichzeitig zeigt die Wolke keine starke Abkühlung im ersten Zeitabschnitt. Da in der nördlichen Sahelzone eine Schichtbewölkung sehr unwahrscheinlich ist, scheint es sich hier um eine konvektive Bewegung zu handeln, die durch eine atmosphärische Grenzschicht blockiert wird und somit der Wolke nicht erlaubt sich vertikal bis zur Tropopause auszudehnen. Die Wolke verlagert sich von ihrer Entstehung über Nigeria in nord-östlicher Richtung bis zum Sudan, wo sie sich auflöst. Sie bewegt sich also die ganze Zeit durch die Sahelzone am Rand zwischen Savanne und steppenartiger Wüste, sodass sich gerade hier am Boden im frühen Stadium der Wolke, wenn sie noch im Bereich des Monsuns ist, eine feuchte Luftmasse ausbilden kann, über der die trockene Luft aus den Passatwinden liegt. In ihrer späteren Phase existiert diese starke Grenzschicht nicht mehr. Nun fehlt es wohl an Nachschub an feuchter Luft, die

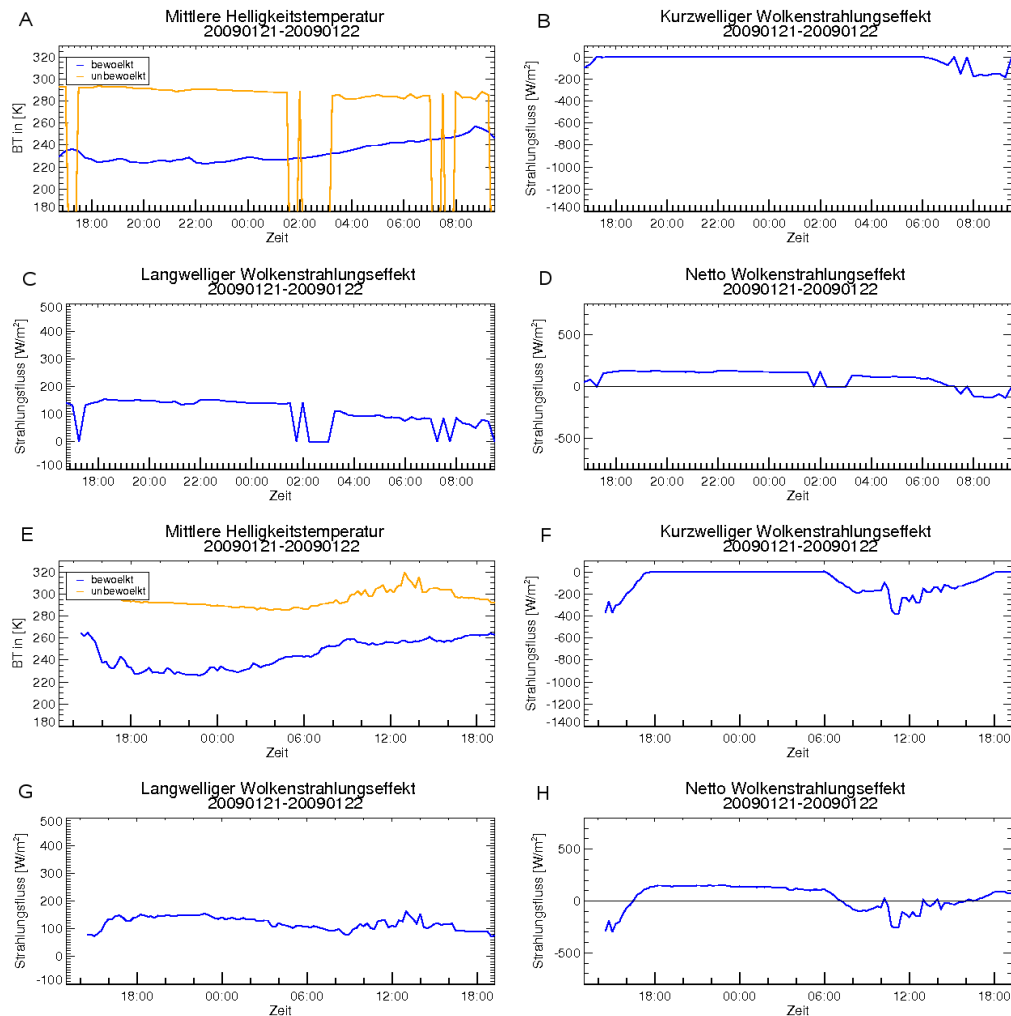


Abbildung 8.5: Zeitreihen der automatisch verfolgten Wolke 2. Ersten vier Grafiken (A,B,C,D): mit automatischem Verfahren; Letzten vier Grafiken (E,F,G,H) durch manuelles Verfahren verbessert.

die Konvektion antreiben kann. Für eine Grenzschicht spricht ebenfalls die Standardabweichung, die mit 10 K relativ niedrig ist.

Wolke 2 ist eine konvektive Wolke, die im Bereich der ITCZ existierte. Es fällt auf, dass die Wolke deutlich kürzer verfolgt worden ist als sie anhand der manuellen Verfolgung gelebt hat. Mit Blick auf die mittlere Wolkenoberkantentemperatur sieht man, dass die Temperatur über 250 K steigt und somit durch den Algorithmus nicht weiter als Wolke identifiziert wird. Allerdings lassen sich die Daten in der Zeit, in der die Wolke existierte gut vergleichen. Sowohl die Temperaturen, als auch der Wolkenstrahlungseffekt liegen für die automatisch verfolgte Wolke in der gleichen Größenordnung wie durch die manuelle Verfolgung. Ebenfalls zeigt sich das gleiche Verhalten an den markanten Punkten sowohl bei der durch den Algorithmus als auch bei der durch das manuelle Verfahren

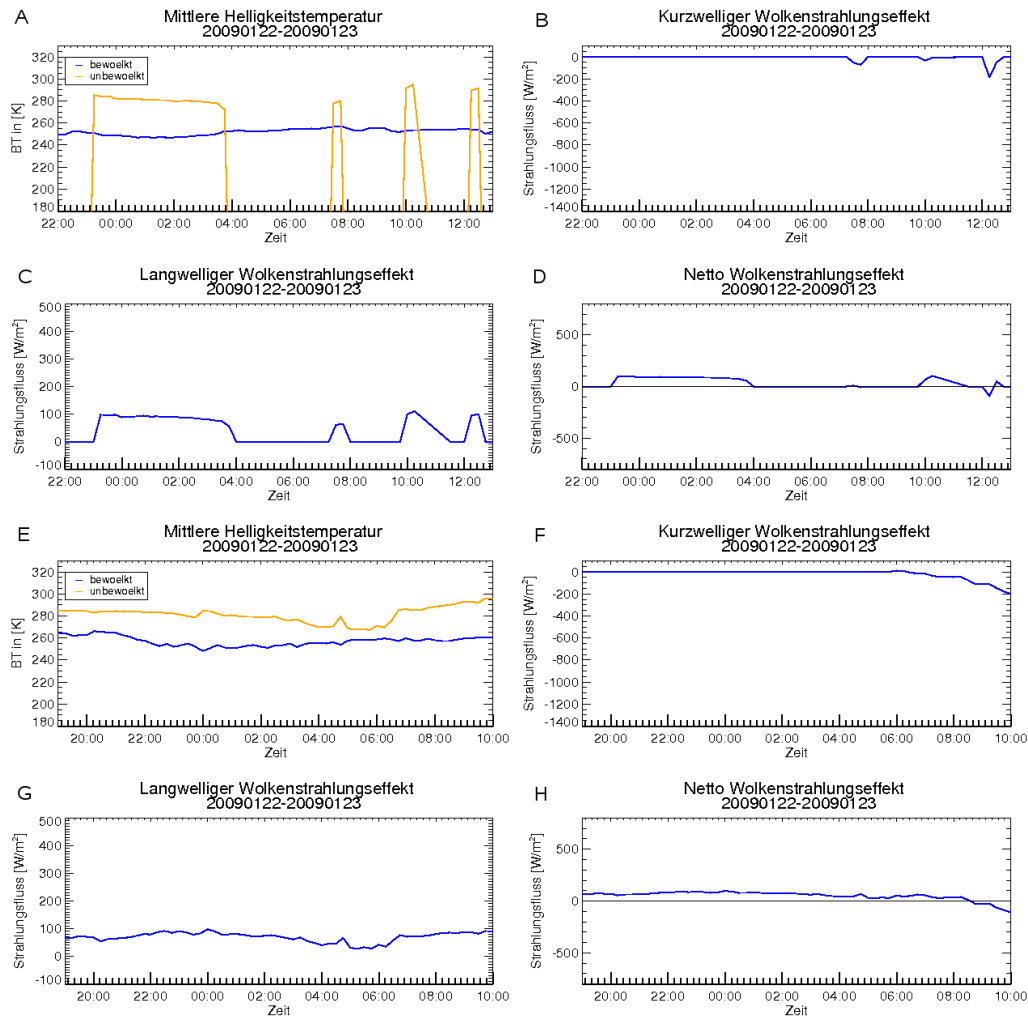


Abbildung 8.6: Zeitreihen der automatisch verfolgten Wolke 3. Ersten vier Grafiken (A,B,C,D): mit automatischem Verfahren; Letzten vier Grafiken (E,F,G,H) durch manuelles Verfahren verbessert.

verfolgten Wolke. Jedoch ist zeigt die manuell optimierte Kurve mehr Variabilität in der Zeitreihe der Temperatur und des Wolkenstrahlungseffektes. Das lässt vermuten, dass in dem Quadrat ebenfalls noch andere Wolken vorhanden waren, die das Signal geglättet haben.

Die in Abbildung 8.6 gezeigte Wolke befand sich am nördlichen Rand der ITCZ. Die manuelle Verfolgung zeigt, dass die Wolke drei Stunden vor der Erkennung durch den Algorithmus entstanden ist. Zudem fehlen über einen beträchtlichen Zeitraum die „clear-sky“-Informationen. Die vorhandenen Ergebnisse beider Verfahren stimmen allerdings gut überein.

Dies ist bei der Wolke in Abbildung 8.7 jedoch anders. Diese Wolke wurde über dem Atlantik beobachtet. Die manuell bearbeiteten Zeitserien zeigen hier ein viel genaueres Bild der Wolke. Gerade aus den Ergebnissen des letzten Kapitels weiß man, dass die Zeitse-

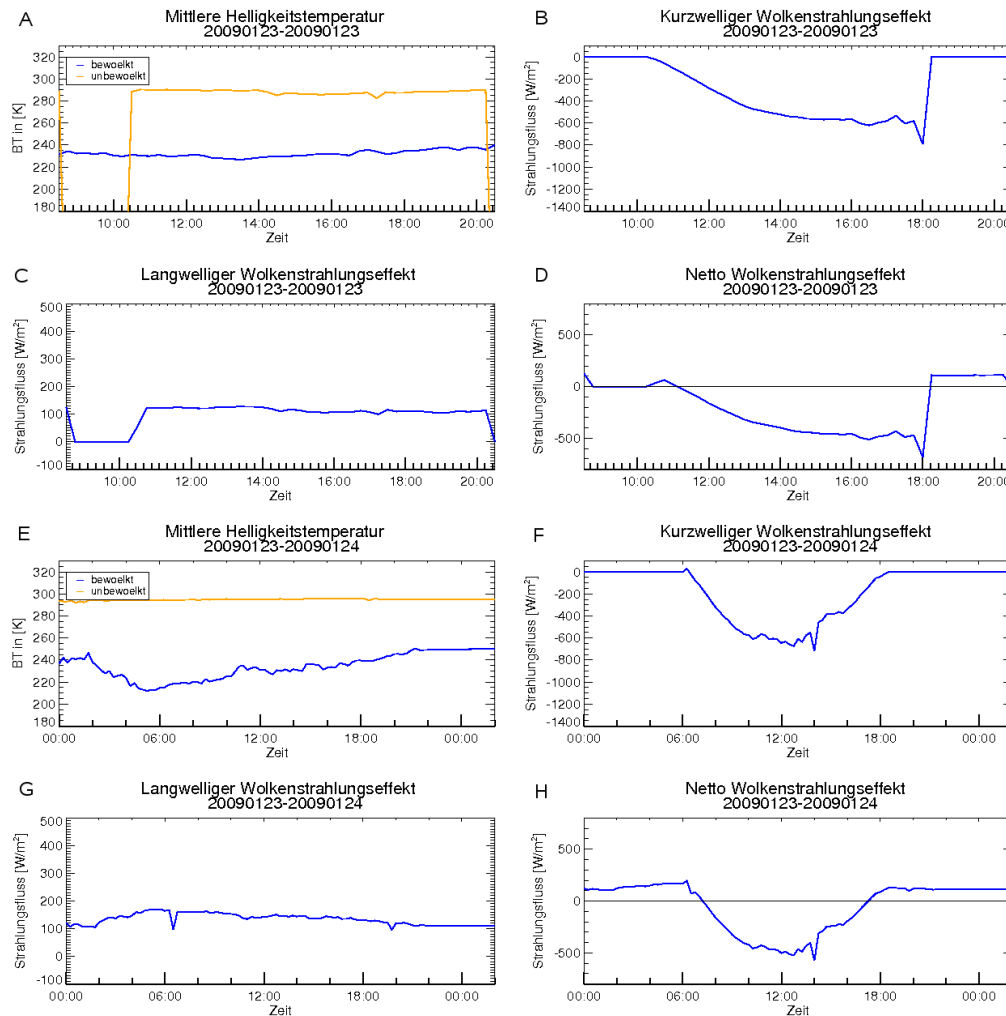


Abbildung 8.7: Zeitreihen der automatisch verfolgten Wolke 4. Ersten vier Grafiken (A,B,C,D): mit automatischem Verfahren; Letzten vier Grafiken (E,F,G,H) durch manuelles Verfahren verbessert.

rien nicht so glatt verlaufen, wie sie es in den oberen vier Grafiken tun. Bild 8.4 stammt aus der Verfolgung dieser Wolke und deutet schon darauf hin, dass ab einem bestimmten Zeitpunkt unterschiedliche Wolken untersucht wurden. Es ist also nicht auszuschließen, dass, obwohl die Kurven des Wolkenstrahlungseffektes einen sinnvollen Verlauf haben, unterschiedliche Wolken untersucht wurden. Dies ist ein größeres Problem des Algorithmus in seiner jetzigen Form.

Vor allem der kurzwellige Wolkenstrahlungseffekt zeigt erhebliche Unterschiede zwischen beiden Verfahren. Durch den Algorithmus wurde der Tagesgang fast nicht getroffen. Sodass bei der späteren Bestimmung des mittleren und absoluten Wolkenstrahlungseffekt erhebliche Unterschiede auftreten.

Die Wolke 5, in Abbildung 8.8 gezeigt, ist durch den Algorithmus deutlich länger verfolgt worden. Der Grund hierfür liegt darin, dass wieder eine falsche Wolke verfolgt

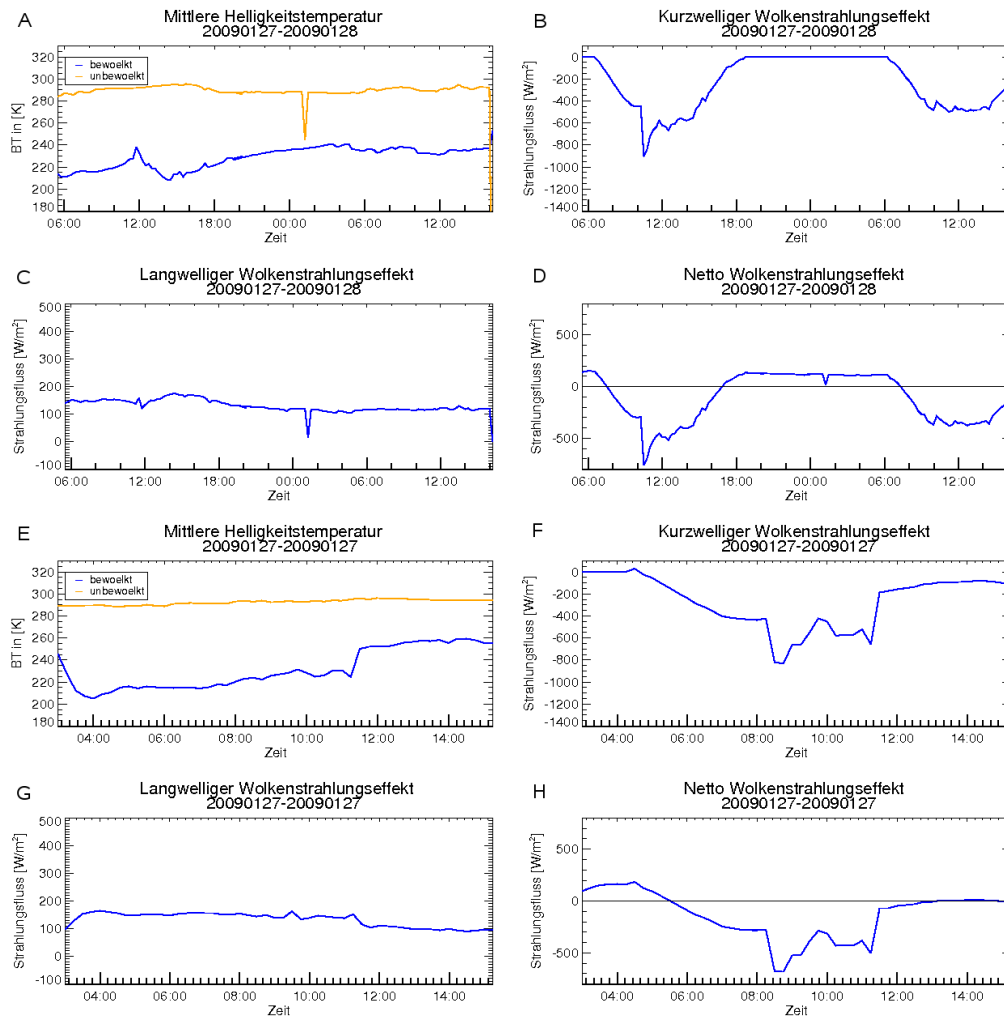


Abbildung 8.8: Zeitreihen der automatisch verfolgten Wolke 5. Ersten vier Grafiken (A,B,C,D): mit automatischem Verfahren; Letzten vier Grafiken (E,F,G,H) durch manuelles Verfahren verbessert.

wurde (siehe Bild 8.9). Zu einem bestimmten Zeitpunkt hat der Algorithmus eine andere Wolke, als die Ausgangswolke weiterverfolgt. Dies passiert dadurch, dass die Überlappung zweier Zeitschritte betrachtet wird. Kommt es zu dem Fall, dass sich mehrere Wolken zu einem Wolkensystem zusammenfügen, in dem sich allerdings die einzelnen Ursprungswolken durch kältere Wolkenoberkanten im Vergleich zur Umgebungsbewölkung noch unterscheiden lassen, so erkennt der Algorithmus das Wolkensystem als eine Wolke. Lösen sich die Wolken zwischen den einzelnen konvektiven Zellen bzw. den Ursprungswolken auf oder trennen sich am Rand ab, so passiert es, dass das Programm nicht die ursprüngliche Wolke weiter verfolgt, also nicht die eigentlich beobachtete Luftmasse. Dies ist mit der Wolke in Abbildung 8.8 geschehen. Da die umgebenden Wolken ähnliche Eigenschaften haben, fällt es in den Zeitserien nicht auf.



Abbildung 8.9: Beispiel des Problems der falsch verfolgten Wolke. Bild mit nicht invertierter Farbskala. Weiß ist die durch den Algorithmus markierte Wolke, Schwarz ist die manuell markierte Wolke, der obere schwarze Bereich ist die „clear sky“-Fläche; 27.01.2009 15:00 UTC

8.4 Vergleich der beiden Verfahren

Der Vergleich der beiden Algorithmen hat gezeigt, dass es durchaus möglich ist die Wolken automatisch zu verfolgen und teilweise auch vernünftige Ergebnisse zu erhalten. Allerdings zeigen sich hier für diese Anwendung doch große Probleme, weshalb auch an dieser Stelle darauf verzichtet wurde eine große Anzahl Wolken zu analysieren und diese statistisch auszuwerten. Zum einen wurden Probleme, die frühen und die späten Phasen des Wolkenlebenszykluses zu erfassen, erkannt, was an der gewählten maximalen Temperatur liegt, die aber wiederum wohl gewählt ist (siehe zu Beginn dieses Kapitels). Der Algorithmus liefert in seiner jetzigen Form nicht die für diesen Zweck gewünschten Ergebnisse, da einzelne Wolken noch nicht zuverlässig und komplett verfolgt werden konnten, wie ebenfalls weiter oben bereits beschrieben wurde.

Kapitel 9

Schlussbetrachtung und Ausblick

9.1 Schlussbetrachtung

Die Energiebilanz der Atmosphäre und auch der Wolken wird meist nur im Mittel betrachtet, wie zum Beispiel in Ramanathan et al. (1989) und Kato et al. (2008) beschrieben. In dieser Arbeit wurde der Wolkenstrahlungseffekt für einzelne Wolken berechnet indem diese nach der Lagrangen-Darstellung verfolgt wurden. Durch dieses Verfahren wurde über den Lebenszyklus das gleiche Wolkensystem betrachtet und seine Entwicklung konnte beobachtet und analysiert werden. Die in dieser Arbeit gezeigte Betrachtung des Wolkenstrahlungseffektes ist nur eine exemplarische Betrachtung der Wolken. Sie gibt eine quantitative Information welche Parameter Einfluss auf den Wolkenstrahlungseffekt haben. Hier sind vor allem der Wolkenlebenszyklus genannt und auch die Eigenschaften des Untergrundes. Es wird jedoch aufgrund der exemplarischen Betrachtung kein qualitatives Ergebnis, dass zum Beispiel für alle konvektiven Wolken gilt, bestimmt werden. Ebenfalls ist die Selektion der Wolken nicht exemplarisch, da viele Wolken im Rahmen der Verfolgung vor allem wegen einer starker Umgebungsbewölkung nicht zweifelsfrei erkennbar sind. Es wurden in dieser Arbeit Wolken betrachtet, deren Lebenszyklus klar erkennbar ist und die sich von der Umgebung abgrenzen.

In Kapitel 7 wurde gezeigt, dass konvektive Wolken einen signifikanten Verlauf ihrer Strahlungseigenschaften zeigen mit einem schnellen und intensiven Abkühlen der Wolkenoberkantentemperatur. Hierdurch steigt der thermische Wolkenstrahlungseffekt an, der für die Erde eine wärmende Rolle spielt, sofern die Wolkenoberkante nicht wärmer ist als der Boden. Parallel nimmt in der Wolke der Flüssigwassergehalt immer weiter zu, was dazu führt, dass sie optisch dicker wird, was wiederum zur Folge hat, dass sie mehr einfallende Solarstrahlung reflektiert und somit der Erde Energie vorenthält. Nach dem starken Hebungsvorgang der Luftmassen beginnt die Wolkenoberkante sich langsam wieder zu senken. Es kann allerdings auch sein, dass sie am oberen Rand abgetragen wird. Gleichzeitig nimmt die Standardabweichung der Wolkenoberkantentemperatur ab, die Wolke wird also an ihrer Oberkante homogener.

Die meisten konvektiven Wolken entstehen durch thermische Konvektion zwischen Mittag und Abend, wenn sich durch die solare Einstrahlung der Untergrund so stark aufge-

heizt hat, dass genügend konvektive Energie vorhanden ist und die Luft aufsteigen kann. Durch die Kondensation von Wasserdampf im Rahmen der Abkühlung wird wiederum latente Energie frei, welche die Luftmasse weiter zum Aufsteigen anregt. Das Auflösen des Wolkensystems wird entweder durch die wegfallende solare Strahlung, aber vor allem durch die Abkühlung des Bodens durch Niederschlag oder durch Fallwinde aus der Wolke induziert. Das Auflösen kann unter anderem bis weit nach dem Sonnenuntergang dauern. Da der sich entwickelnde Cirrusschirm die Strahlungsauskuhlung verhindert, beziehungsweise stark verlangsamt. Ist der Amboss oder der Cirrusschirm sowie das Wolkensystem groß genug, kann die Konvektion am folgenden Tag wieder aufgenommen werden, wie in der Wolke 4 im Mai 2008 gezeigt. Dies geschieht dadurch, dass sich das Wolkensystem verlagert und sich an ihrer Front der Boden aufheizt. Normalerweise ist der solare Effekt so intensiv, dass er tagsüber die Erde so stark kühlt, wie die Erde über den gesamten Tag durch den thermischen Effekt erwärmt wird. Allerdings fehlt bei dem oben beschriebenen Wolkenzyklen während einem Großteil des Lebenszyklus der solare Effekt, da sich die konvektiven Zellen oft Nachmittags entwickeln und sich Vormittags auflösen, und somit erhält man für den gemittelten Wolkenstrahlungseffekt einen positiven Wert. Ausgeglichen ist er, wenn die Wolke tagsüber ebensoviel solare Strahlung mehr reflektiert, wie sie auch über den gesamten Zyklus an thermischer Energie weniger verliert. Hierzu muss nicht nur die Lebenszeit über Tag und Nacht hinreichend gleich verteilt sein, sondern ebenfalls eine der solaren Einstrahlung gleichbedeutende Temperaturdifferenz zwischen dem Boden und Wolkenoberkantetemperatur herrschen. Ebenfalls wurde gezeigt, dass sich die Wolken nach der konvektiven Phase in ihrer Fläche ausbreiten und somit gerade nachts eine größere Fläche haben als über den Tag. Hierbei muss aber unterschieden werden zwischen der Wolke, die konvektiv aktiv ist, und der Wolke, die sich als Cirrusschirm ausbildet, wenn die kinetische Energie in eine laterale Bewegung am Rande der jeweiligen Grenzschicht umgesetzt wird. Dieser Cirrusschirm breitet sich in Abhängigkeit von der konvektiv verfügbaren potentiellen Energie (CAPE) aus. Dies führt ebenfalls zu einem höheren thermischen Effekt da die Fläche größer ist. Der Wolkenlebenszyklus hat also einen starken Einfluss auf den Strahlungseffekt der Wolken. Sowohl die Lage der Wolke im Tagesgang als auch der Zeitraum, in dem die Wolke ihre größte Fläche hat, hat einen sehr großen Einfluss auf den Wolkenstrahlungseffekt.

Ein weiterer Teil dieser Arbeit bestand darin, dass ein Programm zur automatischen Wolkenverfolgung vorgestellt worden ist. Dies hat vor allem den Vorteil, eine große Anzahl an Wolken in relativ kurzer Zeit zu analysieren. So kann man für bestimmte Regionen und bestimmte Wolkentypen statistische Wolkenstrahlungseffekte bestimmen. Allerdings wurde gezeigt, dass dieses Programm nicht ohne manuelle Modifikationen die gewünschten Ergebnisse liefert. Die Probleme lagen vor allem darin, dass nicht die gesamte Wolkenfläche ausgegeben wurde, sondern lediglich eine mittlere Wolkenposition und die Pixelanzahl der Wolke. Eine Speicherung der einzelnen Pixel jeder Wolke in jedem Zeitschritt würde allerdings den Algorithmus verlangsamen und eine große Datenmenge verursachen. Ebenfalls wurde festgestellt, dass nach Verschmelzungs- und Aufspaltungsvorgängen nicht immer die Ursprungswolke weiter betrachtet wurde und somit nicht sichergestellt ist, dass der Lebenszyklus einer Wolke betrachtet ist. Eine weitere Optimie-

rung dieses Algorithmuses scheint in Bezug auf die Wolkenerkennung und eventuelle dazu passende „clear-sky“-Erkennung durchaus erfolgversprechend zu sein. Allerdings wird das Problem der fehlerhaften Wolkenverfolgung schwer zu beheben sein. Es wäre hierbei lediglich zu testen, ob der Fehler bei hinreichend vielen Wolken klein gegen die Ergebnisse des manuellen Verfahrens wird.

9.2 Ausblick

Mit SEVIRI hat man neben einer relativ guten räumlichen Auflösung eine relativ gute zeitliche Auflösung. Ebenfalls hat SEVIRI eine relativ gute spektrale Auflösung in den wichtigen Bereichen, sodass Wolkenverfolgung und deren Analyse möglich ist. Die Ergebnisse dieser Arbeit deuten vor allem darauf hin, dass der Effekt von einzelnen Wolkensystemen von räumlich gemittelten Langzeitbeobachtungen deutlich abweicht. Gerade der Wolken-Lebens-Zyklus muss mit in Betracht gezogen werden, da viele Wolken nicht über einen ganzen Tag existieren. Außerdem muss zwischen verschiedenen Wolken unterschieden werden, da gerade der thermische Effekt, der wärmende, sehr stark von dem Wolkentyp, der Wolkenoberkantentemperatur und der Bodenbeschaffenheit abhängt.

Ein möglicher nächster Schritt ist eine veränderte Bestimmung der „clear-sky“-Werte. Dies wäre unter anderem durch Daten von CM-SAF (*Satellite Application Facility on Climate Monitoring*) möglich. CM-SAF stellt neben Wolkeneigenschaften wie Wolkentyp, Wolkenoberkantentemperatur, Wolkenhöhe und Luftdruck der Wolkenoberkante auch Strahlungsflüsse am Boden zur Verfügung. Allerdings basiert die Berechnung dieser Werte auf Modellen, sodass diese Werte fehlerbehaftet sind. Es wäre ebenfalls möglich aus der vorhandenen Menge an MSG-Daten „clear-sky“-Karten, für unterschiedliche Sonnenzenithwinkel und unterschiedliche Jahreszeiten zu erstellen. Auch die Windgeschwindigkeit über dem Ozean hat Einfluss auf die Albedo und sollte miteinbezogen werden.

Ein weiterer Schritt wäre der Vergleich der Ergebnisse aus den Satellitenmessungen mit Atmosphärenmodellen wie zum Beispiel dem ECHAM-5 Säulenmodell. Das ist ein Atmosphärenmodell ohne horizontalem Transport. Hierdurch können zum einen die oben erwähnten Strahlungsflüsse am Boden validiert werden, zum anderen können die errechneten Werte mit den Messungen verglichen werden, um die Modelle zu verbessern. Ebenfalls wäre es sinnvoll, das Programm zur automatischen Wolkenerkennung und -verfolgung zu optimieren, sodass ein sinnvoller Einsatz zur Bestimmung von Wolkenstrahlungseffekten damit möglich wäre, der räumlich und auch zeitlich hochaufgelöst ist. Zu einer Optimierung würde wohl die Einführung einer Schwellwerttemperatur zur Erkennung der bewölkten Pixel führen. Die maximale Temperatur einer Wolke also von der Region abhängig machen.

Die Betrachtung einer großen Anzahl von Wolken wäre interessant im Hinblick auf die Rolle des Untergrundes, ob sich Wolken aus verschiedenen Gebieten einer Region, zum Beispiel der Tropen, unterscheiden. Generell ist es wichtig eine möglichst große Anzahl

Wolken zu betrachten, um von der exemplarischen Aussage zu einer qualitativen Aussage zu gelangen.

Anhang A

Abkürzungen

ADM	winkelabhängiges Anisotropie-Modell (engl.: Angular Distribution Model)
AMV	Windprodukt aus Satellitenbeobachtungen (engl.: Atmospheric Motion Vectors)
Aqua	amerikanischer polarumlaufender Forschungssatellit
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System
CRE	Wolkenstrahlungseffekt (engl.: Cloud Radiative Effect)
CAPE	Konvektiv verfügbare potentielle Energie (engl.: Convective Available Potential Energy)
ECHAM5	atmosphärisches Zirkulations-Modell (Klimamodell) des MPI-M Hamburg
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
EUMETSAT	Europäische Organisation zur Nutzung von Wettersatelliten (engl.: European Organisation for the Exploitation of Meteorological satellites)
GERB	Geostationary Earth Radiation Budget
GOES	Geostationary Orbiting Environmental Satellite
HRV	hochaufgelöster SEVIRI Kanal im solaren Spektralbereich (engl.: High Resolution Visible)
IFM-GEOMAR	Leibniz - Institut für Meereswissenschaften Kiel
IR	Infrarot
ITCZ	Intertropische Konvergenzzone (engl.: Intertropical Convergence Zone)
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
LW	langwellig (engl.: longwave)
LWCRE	langwelliger Wolkenstrahlungseffekt (engl.: longwave cloud radiative effect)
METEOSAT	europäische geostationäre Wettersatelliten der ersten Generation
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MSG	europäischer geostationärer Wettersatellit (engl.: Meteosat Second Generation)
MSG-1	erster operationeller Meteosat Satellit der zweiten Generation
MSG-2	zweiter operationeller Meteosat Satellit der zweiten Generation (backup für MSG-1)

MPEF	EUMETSAT-Abteilung zur Erstellung Meteorologischer Produkte aus Satelliten-Beobachtungen (engl.: Meteorological Products Extraction Facility)
NETCRE	Netto-Wolkenstrahlungseffekt (engl.: net cloud radiative effect)
NOAA	nationale amerikanische Behörde für Ozeanographie und Meteorologie (engl.: National Oceanic and Atmospheric Administration) auch: Bezeichnung amerikanischer polarumlaufender Wettersatelliten
OLR	thermische Ausstrahlung (engl.: Outgoing Longwave Radiation)
OSR	solare Ausstrahlung (engl.: Outgoing Shortwave Radiation)
DSR	Einfallende Solarstrahlung (engl.: Downwelling Shortwave Radiation)
DLR	Einfallende Thermische Strahlung (engl.: Downwelling Longwave Radiation)
RMIB	Königlich Belgisches Meteorologisches Institut (engl.: Royal Meteorological Institute of Belgium)
SAF	EUMETSAT-Verbund zur Erstellung weiterführender Produkte aus Satellitendaten (engl.: Satellite Application Facilities)
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible Infrared Imager
SSP	Sub-Satelliten-Punkt (engl.: Sub Satellite Point)
SW	kurzwellig (engl.: shortwave)
SWCRE	langwelliger Wolkenstrahlungseffekt (engl.: shortwave cloud radiative effect)
Terra	amerikanischer polarumlaufender Forschungs-Satellit
TOA	Oberrand der Atmosphäre (engl.: Top of the Atmosphere)
UTC	koordinierte Weltzeit (engl.: Universal Time Coordinate)
UV	ultraviolette Strahlung
VIS	sichtbarer Wellenlängenbereich (engl.: visible)
WV	Wasserdampf (engl.: water vapour)

Anhang B

Abbildungen

B.1 Mai 2008

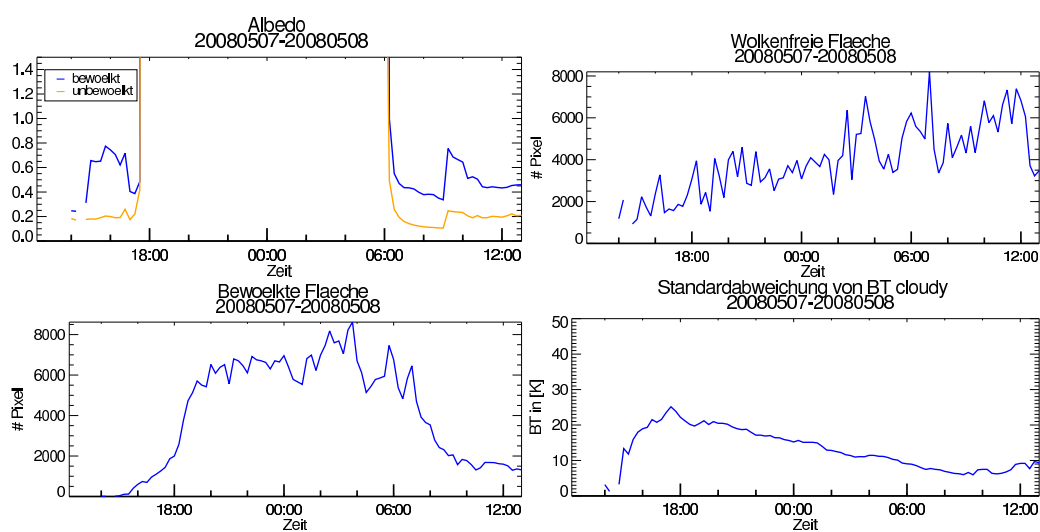


Abbildung A.1: von oben links nach unten rechts: Albedo, unbewölkte Fläche, bewölkte Fläche und Standardabweichung der Wolke 1.

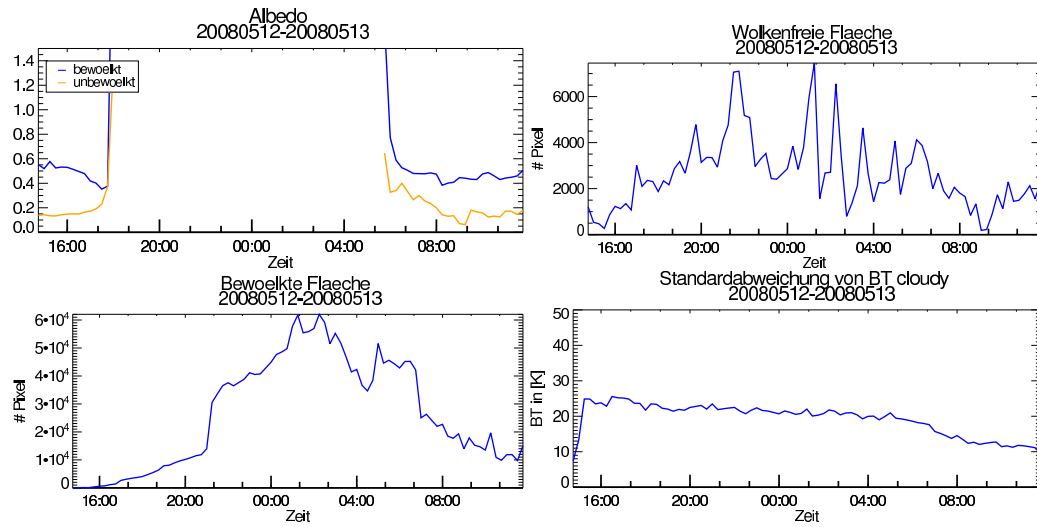


Abbildung A.2: von oben links nach unten rechts: Albedo, unbewölkte Fläche, bewölkte Fläche und Standardabweichung der Wolke 2.

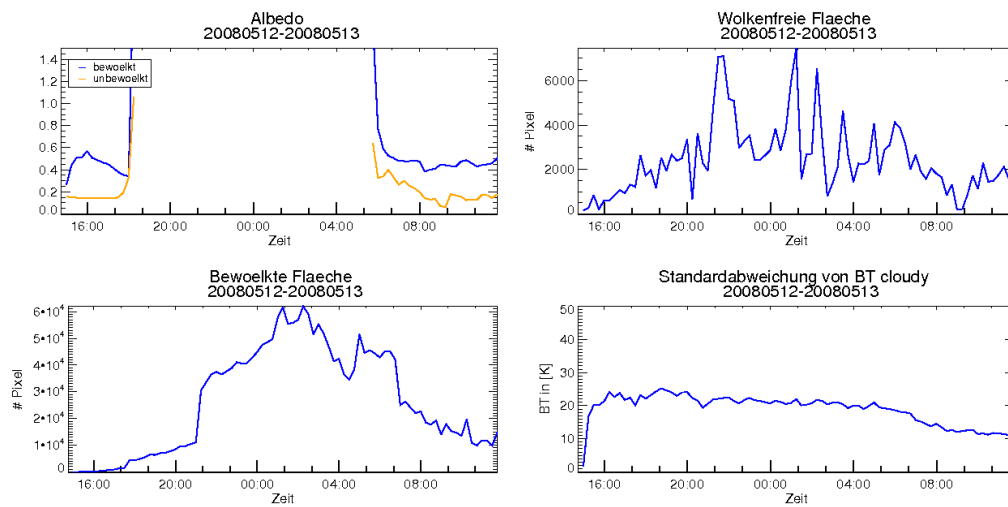


Abbildung A.3: von oben links nach unten rechts: Albedo, unbewölkte Fläche, bewölkte Fläche und Standardabweichung der Wolke 2.

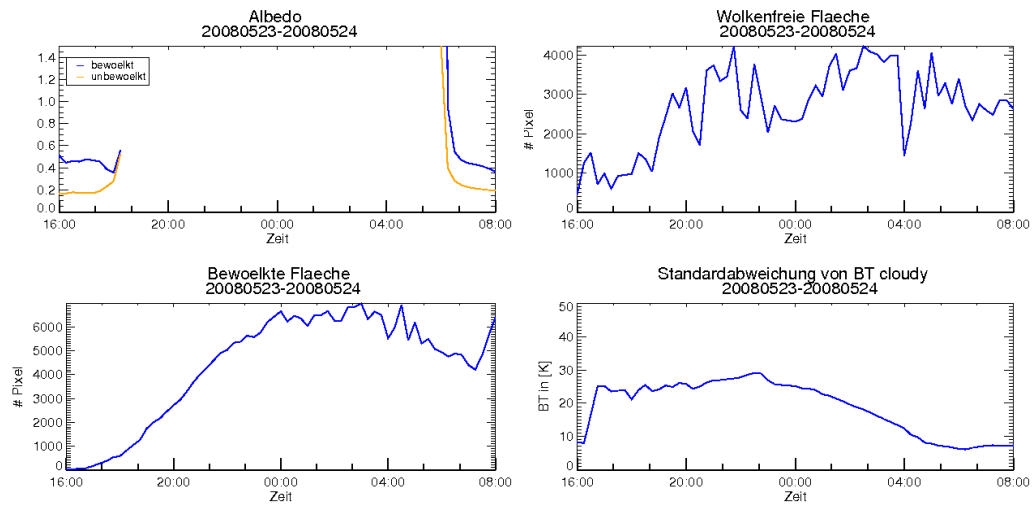


Abbildung A.4: von oben links nach unten rechts: Albedo, unbewölkte Fläche, bewölkte Fläche und Standardabweichung der Wolke 3.

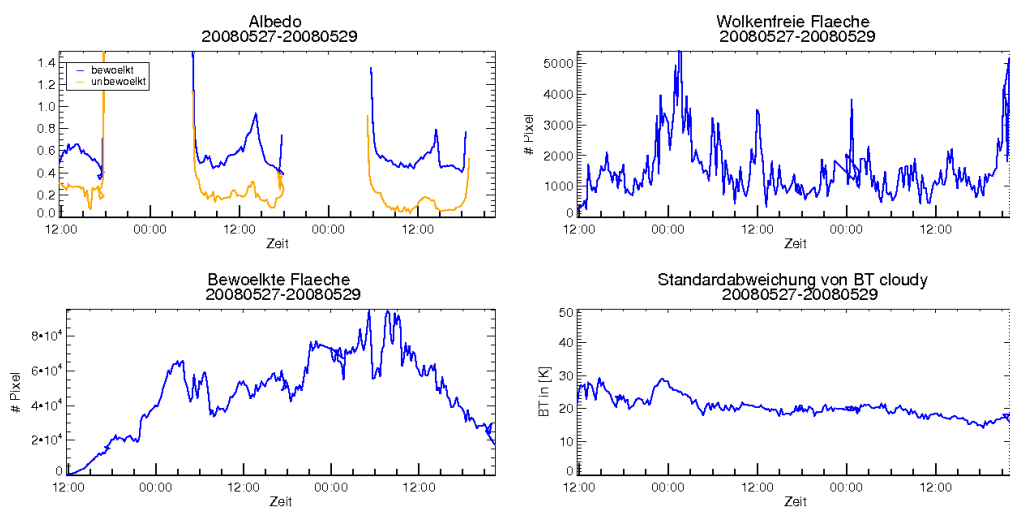


Abbildung A.5: von oben links nach unten rechts: Albedo, unbewölkte Fläche, bewölkte Fläche und Standardabweichung der Wolke 4.

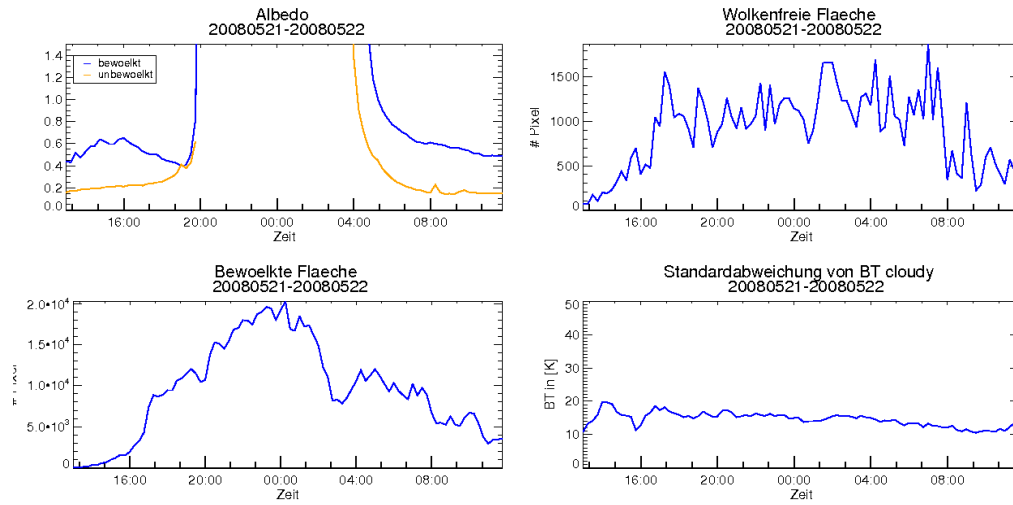


Abbildung A.6: von oben links nach unten rechts: Albedo, unbewölkte Fläche, bewölkte Fläche und Standardabweichung der Wolke 5.

B.2 August 2008

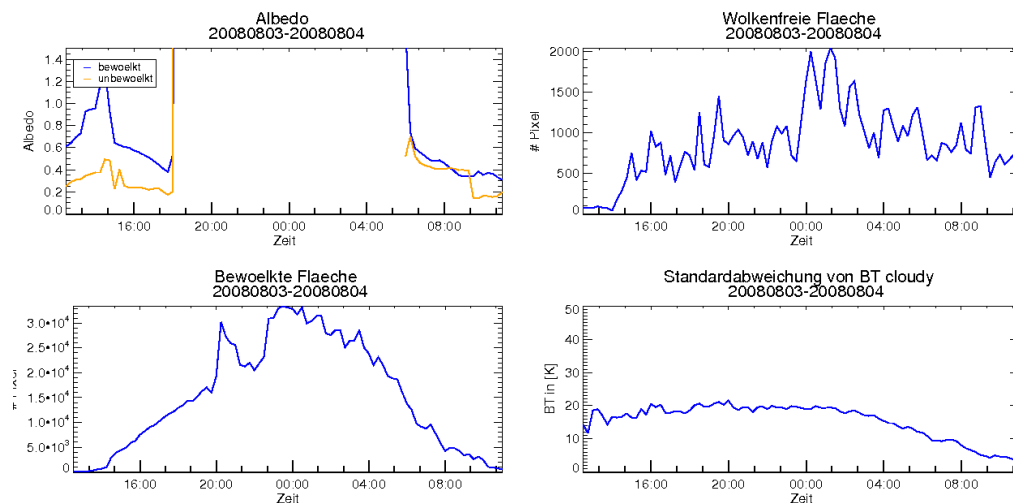


Abbildung A.7: von oben links nach unten rechts: Albedo, unbewölkte Fläche, bewölkte Fläche und Standardabweichung der Wolke 1.

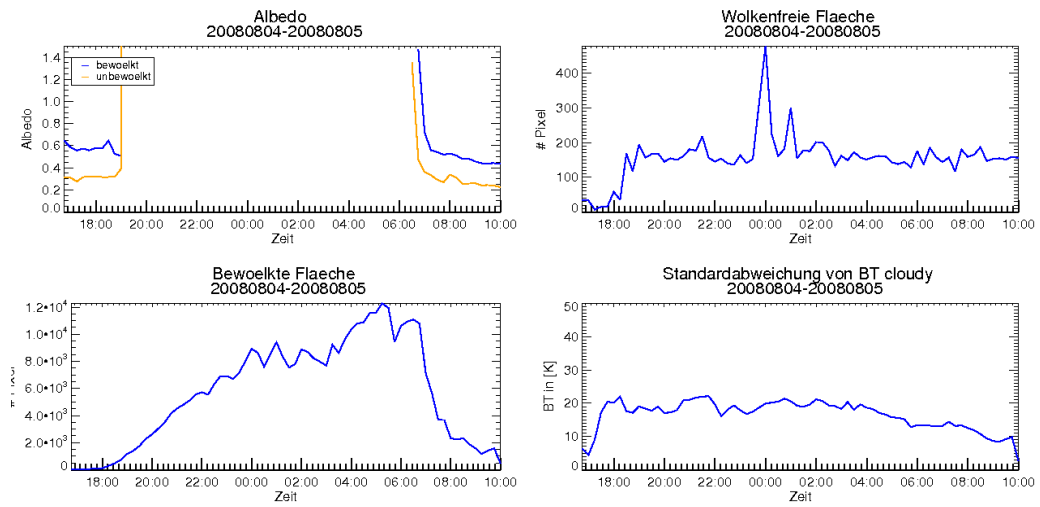


Abbildung A.8: von oben links nach unten rechts: Albedo, unbewölkte Fläche, bewölkte Fläche und Standardabweichung der Wolke 2.

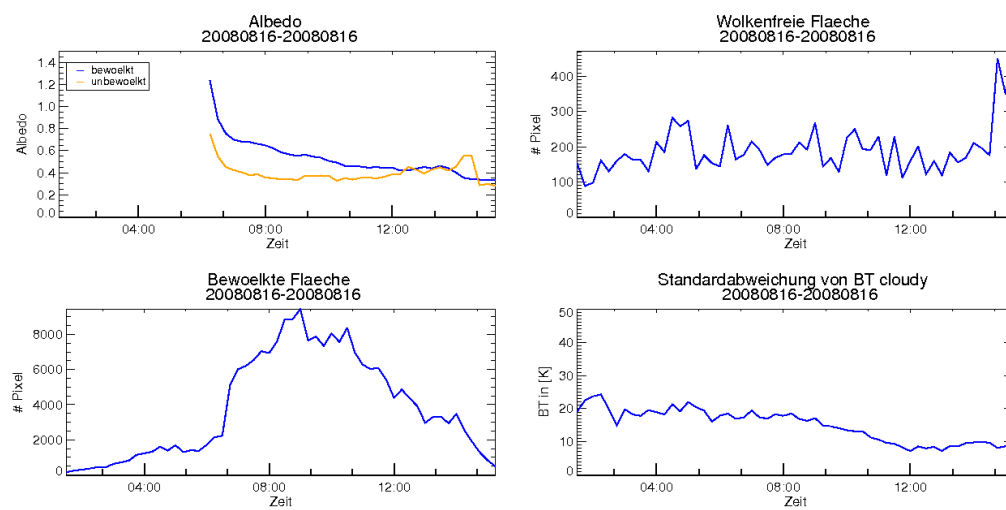


Abbildung A.9: von oben links nach unten rechts: Albedo, unbewölkte Fläche, bewölkte Fläche und Standardabweichung der Wolke 3.

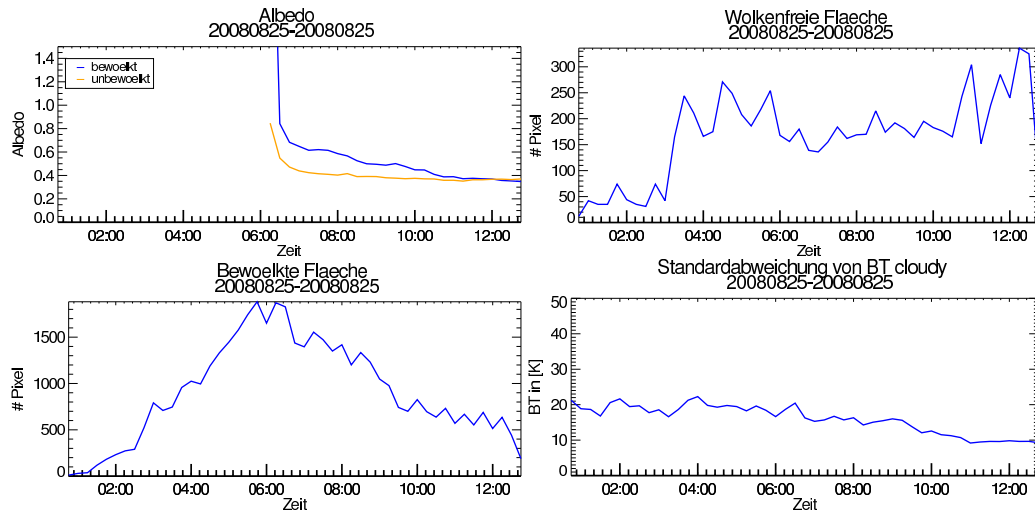


Abbildung A.10: von oben links nach unten rechts: Albedo, unbewölkte Fläche, bewölkte Fläche und Standardabweichung der Wolke 4.

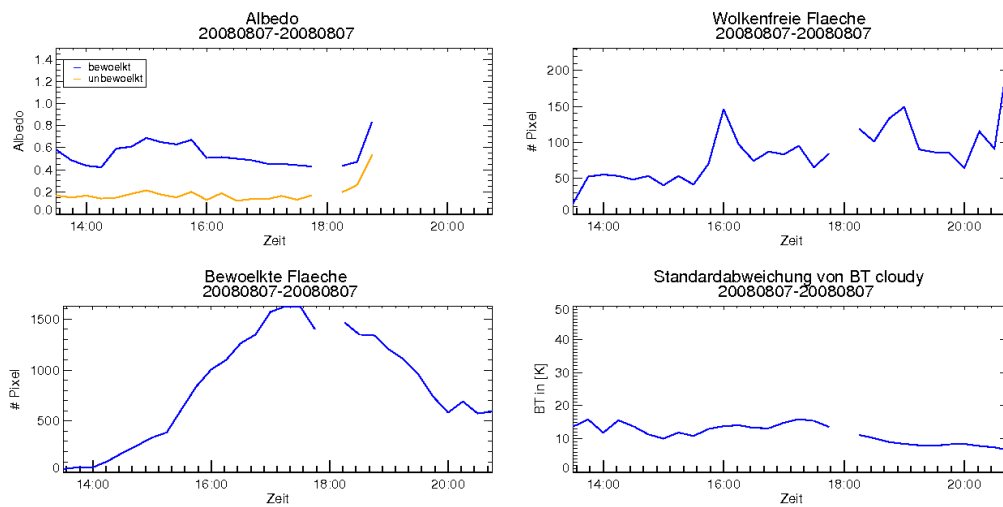


Abbildung A.11: von oben links nach unten rechts: Albedo, unbewölkte Fläche, bewölkte Fläche und Standardabweichung der Wolke 5.

B.3 Szenen für das ADM

<http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab>

ADM ID	Scene Type		Wind Speed	Cloud Phase	Cloud Fraction	Cloud Opt. Depth
1	Clear	Ocean	ws1	-999	-999	-999
2	Clear	Ocean	ws2	-999	-999	-999
3	Clear	Ocean	ws3	-999	-999	-999
4	Clear	Ocean	ws4	-999	-999	-999
5	Clear	Ocean	all ws	-999	-999	-999
6	Clear	Ocean (ADM flx)	ws1	-999	-999	-999
7	Clear	Ocean (ADM flx)	ws2	-999	-999	-999
8	Clear	Ocean (ADM flx)	ws3	-999	-999	-999
9	Clear	Ocean (ADM flx)	ws4	-999	-999	-999
10	Clear	Ocean (ADM flx)	all ws	-999	-999	-999
11	Clear	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	-999	-999	-999
12	Clear	Low-Mod Tree/Shrub	-999	-999	-999	-999
13	Clear	Dark Desert	-999	-999	-999	-999
14	Clear	Bright Desert	-999	-999	-999	-999
15	Cloud	Ocean	-999	Liquid	0.1 - 10	0.01 - 1.0
16	Cloud	Ocean	-999	Liquid	0.1 - 10	1.0 - 2.5
17	Cloud	Ocean	-999	Liquid	0.1 - 10	2.5 - 5.0
18	Cloud	Ocean	-999	Liquid	0.1 - 10	5.0 - 7.5
19	Cloud	Ocean	-999	Liquid	0.1 - 10	7.5 - 10.0
20	Cloud	Ocean	-999	Liquid	0.1 - 10	10.0 - 12.5
21	Cloud	Ocean	-999	Liquid	0.1 - 10	12.5 - 15.0
22	Cloud	Ocean	-999	Liquid	0.1 - 10	15.0 - 17.5
23	Cloud	Ocean	-999	Liquid	0.1 - 10	17.5 - 20.0
24	Cloud	Ocean	-999	Liquid	0.1 - 10	20.0 - 25.0
25	Cloud	Ocean	-999	Liquid	0.1 - 10	25.0 - 30.0
26	Cloud	Ocean	-999	Liquid	0.1 - 10	30.0 - 40.0
27	Cloud	Ocean	-999	Liquid	0.1 - 10	40.0 - 50.0
28	Cloud	Ocean	-999	Liquid	0.1 - 10	> 50.0
29	Cloud	Ocean	-999	Liquid	10 - 20	0.01 - 1.0
30	Cloud	Ocean	-999	Liquid	10 - 20	1.0 - 2.5
31	Cloud	Ocean	-999	Liquid	10 - 20	2.5 - 5.0
32	Cloud	Ocean	-999	Liquid	10 - 20	5.0 - 7.5
33	Cloud	Ocean	-999	Liquid	10 - 20	7.5 - 10.0
34	Cloud	Ocean	-999	Liquid	10 - 20	10.0 - 12.5
35	Cloud	Ocean	-999	Liquid	10 - 20	12.5 - 15.0
36	Cloud	Ocean	-999	Liquid	10 - 20	15.0 - 17.5
37	Cloud	Ocean	-999	Liquid	10 - 20	17.5 - 20.0
38	Cloud	Ocean	-999	Liquid	10 - 20	20.0 - 25.0
39	Cloud	Ocean	-999	Liquid	10 - 20	25.0 - 30.0
40	Cloud	Ocean	-999	Liquid	10 - 20	30.0 - 40.0
41	Cloud	Ocean	-999	Liquid	10 - 20	40.0 - 50.0
42	Cloud	Ocean	-999	Liquid	10 - 20	> 50.0
43	Cloud	Ocean	-999	Liquid	20 - 30	0.01 - 1.0
44	Cloud	Ocean	-999	Liquid	20 - 30	1.0 - 2.5
45	Cloud	Ocean	-999	Liquid	20 - 30	2.5 - 5.0
46	Cloud	Ocean	-999	Liquid	20 - 30	5.0 - 7.5
47	Cloud	Ocean	-999	Liquid	20 - 30	7.5 - 10.0
48	Cloud	Ocean	-999	Liquid	20 - 30	10.0 - 12.5
49	Cloud	Ocean	-999	Liquid	20 - 30	12.5 - 15.0
50	Cloud	Ocean	-999	Liquid	20 - 30	15.0 - 17.5
51	Cloud	Ocean	-999	Liquid	20 - 30	17.5 - 20.0
52	Cloud	Ocean	-999	Liquid	20 - 30	20.0 - 25.0
53	Cloud	Ocean	-999	Liquid	20 - 30	25.0 - 30.0
54	Cloud	Ocean	-999	Liquid	20 - 30	30.0 - 40.0
55	Cloud	Ocean	-999	Liquid	20 - 30	40.0 - 50.0
56	Cloud	Ocean	-999	Liquid	20 - 30	> 50.0
57	Cloud	Ocean	-999	Liquid	30 - 40	0.01 - 1.0
58	Cloud	Ocean	-999	Liquid	30 - 40	1.0 - 2.5
59	Cloud	Ocean	-999	Liquid	30 - 40	2.5 - 5.0
60	Cloud	Ocean	-999	Liquid	30 - 40	5.0 - 7.5
61	Cloud	Ocean	-999	Liquid	30 - 40	7.5 - 10.0
62	Cloud	Ocean	-999	Liquid	30 - 40	10.0 - 12.5
63	Cloud	Ocean	-999	Liquid	30 - 40	12.5 - 15.0
64	Cloud	Ocean	-999	Liquid	30 - 40	15.0 - 17.5
65	Cloud	Ocean	-999	Liquid	30 - 40	17.5 - 20.0
66	Cloud	Ocean	-999	Liquid	30 - 40	20.0 - 25.0
67	Cloud	Ocean	-999	Liquid	30 - 40	25.0 - 30.0
68	Cloud	Ocean	-999	Liquid	30 - 40	30.0 - 40.0
69	Cloud	Ocean	-999	Liquid	30 - 40	40.0 - 50.0
70	Cloud	Ocean	-999	Liquid	30 - 40	> 50.0
71	Cloud	Ocean	-999	Liquid	40 - 50	0.01 - 1.0
72	Cloud	Ocean	-999	Liquid	40 - 50	1.0 - 2.5
73	Cloud	Ocean	-999	Liquid	40 - 50	2.5 - 5.0
74	Cloud	Ocean	-999	Liquid	40 - 50	5.0 - 7.5
75	Cloud	Ocean	-999	Liquid	40 - 50	7.5 - 10.0
76	Cloud	Ocean	-999	Liquid	40 - 50	10.0 - 12.5
77	Cloud	Ocean	-999	Liquid	40 - 50	12.5 - 15.0
78	Cloud	Ocean	-999	Liquid	40 - 50	15.0 - 17.5
79	Cloud	Ocean	-999	Liquid	40 - 50	17.5 - 20.0
80	Cloud	Ocean	-999	Liquid	40 - 50	20.0 - 25.0

Abbildung A.12: Quelle:

<http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab>

<http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab>

81	Cloud	Ocean	-999	Liquid	40 - 50	25.0 - 30.0
82	Cloud	Ocean	-999	Liquid	40 - 50	30.0 - 40.0
83	Cloud	Ocean	-999	Liquid	40 - 50	40.0 - 50.0
84	Cloud	Ocean	-999	Liquid	40 - 50	> 50.0
85	Cloud	Ocean	-999	Liquid	50 - 60	0.01 - 1.0
86	Cloud	Ocean	-999	Liquid	50 - 60	1.0 - 2.5
87	Cloud	Ocean	-999	Liquid	50 - 60	2.5 - 5.0
88	Cloud	Ocean	-999	Liquid	50 - 60	5.0 - 7.5
89	Cloud	Ocean	-999	Liquid	50 - 60	7.5 - 10.0
90	Cloud	Ocean	-999	Liquid	50 - 60	10.0 - 12.5
91	Cloud	Ocean	-999	Liquid	50 - 60	12.5 - 15.0
92	Cloud	Ocean	-999	Liquid	50 - 60	15.0 - 17.5
93	Cloud	Ocean	-999	Liquid	50 - 60	17.5 - 20.0
94	Cloud	Ocean	-999	Liquid	50 - 60	20.0 - 25.0
95	Cloud	Ocean	-999	Liquid	50 - 60	25.0 - 30.0
96	Cloud	Ocean	-999	Liquid	50 - 60	30.0 - 40.0
97	Cloud	Ocean	-999	Liquid	50 - 60	40.0 - 50.0
98	Cloud	Ocean	-999	Liquid	50 - 60	> 50.0
99	Cloud	Ocean	-999	Liquid	60 - 70	0.01 - 1.0
100	Cloud	Ocean	-999	Liquid	60 - 70	1.0 - 2.5
101	Cloud	Ocean	-999	Liquid	60 - 70	2.5 - 5.0
102	Cloud	Ocean	-999	Liquid	60 - 70	5.0 - 7.5
103	Cloud	Ocean	-999	Liquid	60 - 70	7.5 - 10.0
104	Cloud	Ocean	-999	Liquid	60 - 70	10.0 - 12.5
105	Cloud	Ocean	-999	Liquid	60 - 70	12.5 - 15.0
106	Cloud	Ocean	-999	Liquid	60 - 70	15.0 - 17.5
107	Cloud	Ocean	-999	Liquid	60 - 70	17.5 - 20.0
108	Cloud	Ocean	-999	Liquid	60 - 70	20.0 - 25.0
109	Cloud	Ocean	-999	Liquid	60 - 70	25.0 - 30.0
110	Cloud	Ocean	-999	Liquid	60 - 70	30.0 - 40.0
111	Cloud	Ocean	-999	Liquid	60 - 70	40.0 - 50.0
112	Cloud	Ocean	-999	Liquid	60 - 70	> 50.0
113	Cloud	Ocean	-999	Liquid	70 - 80	0.01 - 1.0
114	Cloud	Ocean	-999	Liquid	70 - 80	1.0 - 2.5
115	Cloud	Ocean	-999	Liquid	70 - 80	2.5 - 5.0
116	Cloud	Ocean	-999	Liquid	70 - 80	5.0 - 7.5
117	Cloud	Ocean	-999	Liquid	70 - 80	7.5 - 10.0
118	Cloud	Ocean	-999	Liquid	70 - 80	10.0 - 12.5
119	Cloud	Ocean	-999	Liquid	70 - 80	12.5 - 15.0
120	Cloud	Ocean	-999	Liquid	70 - 80	15.0 - 17.5
121	Cloud	Ocean	-999	Liquid	70 - 80	17.5 - 20.0
122	Cloud	Ocean	-999	Liquid	70 - 80	20.0 - 25.0
123	Cloud	Ocean	-999	Liquid	70 - 80	25.0 - 30.0
124	Cloud	Ocean	-999	Liquid	70 - 80	30.0 - 40.0
125	Cloud	Ocean	-999	Liquid	70 - 80	40.0 - 50.0
126	Cloud	Ocean	-999	Liquid	70 - 80	> 50.0
127	Cloud	Ocean	-999	Liquid	80 - 90	0.01 - 1.0
128	Cloud	Ocean	-999	Liquid	80 - 90	1.0 - 2.5
129	Cloud	Ocean	-999	Liquid	80 - 90	2.5 - 5.0
130	Cloud	Ocean	-999	Liquid	80 - 90	5.0 - 7.5
131	Cloud	Ocean	-999	Liquid	80 - 90	7.5 - 10.0
132	Cloud	Ocean	-999	Liquid	80 - 90	10.0 - 12.5
133	Cloud	Ocean	-999	Liquid	80 - 90	12.5 - 15.0
134	Cloud	Ocean	-999	Liquid	80 - 90	15.0 - 17.5
135	Cloud	Ocean	-999	Liquid	80 - 90	17.5 - 20.0
136	Cloud	Ocean	-999	Liquid	80 - 90	20.0 - 25.0
137	Cloud	Ocean	-999	Liquid	80 - 90	25.0 - 30.0
138	Cloud	Ocean	-999	Liquid	80 - 90	30.0 - 40.0
139	Cloud	Ocean	-999	Liquid	80 - 90	40.0 - 50.0
140	Cloud	Ocean	-999	Liquid	80 - 90	> 50.0
141	Cloud	Ocean	-999	Liquid	90 - 95	0.01 - 1.0
142	Cloud	Ocean	-999	Liquid	90 - 95	1.0 - 2.5
143	Cloud	Ocean	-999	Liquid	90 - 95	2.5 - 5.0
144	Cloud	Ocean	-999	Liquid	90 - 95	5.0 - 7.5
145	Cloud	Ocean	-999	Liquid	90 - 95	7.5 - 10.0
146	Cloud	Ocean	-999	Liquid	90 - 95	10.0 - 12.5
147	Cloud	Ocean	-999	Liquid	90 - 95	12.5 - 15.0
148	Cloud	Ocean	-999	Liquid	90 - 95	15.0 - 17.5
149	Cloud	Ocean	-999	Liquid	90 - 95	17.5 - 20.0
150	Cloud	Ocean	-999	Liquid	90 - 95	20.0 - 25.0
151	Cloud	Ocean	-999	Liquid	90 - 95	25.0 - 30.0
152	Cloud	Ocean	-999	Liquid	90 - 95	30.0 - 40.0
153	Cloud	Ocean	-999	Liquid	90 - 95	40.0 - 50.0
154	Cloud	Ocean	-999	Liquid	90 - 95	> 50.0
155	Cloud	Ocean	-999	Liquid	95 - 99.9	0.01 - 1.0
156	Cloud	Ocean	-999	Liquid	95 - 99.9	1.0 - 2.5
157	Cloud	Ocean	-999	Liquid	95 - 99.9	2.5 - 5.0
158	Cloud	Ocean	-999	Liquid	95 - 99.9	5.0 - 7.5
159	Cloud	Ocean	-999	Liquid	95 - 99.9	7.5 - 10.0
160	Cloud	Ocean	-999	Liquid	95 - 99.9	10.0 - 12.5
161	Cloud	Ocean	-999	Liquid	95 - 99.9	12.5 - 15.0
162	Cloud	Ocean	-999	Liquid	95 - 99.9	15.0 - 17.5
163	Cloud	Ocean	-999	Liquid	95 - 99.9	17.5 - 20.0
164	Cloud	Ocean	-999	Liquid	95 - 99.9	20.0 - 25.0
165	Cloud	Ocean	-999	Liquid	95 - 99.9	25.0 - 30.0

Abbildung A.13: Quelle:

<http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab>

<http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab>

166	Cloud	Ocean	-999	Liquid	95 - 99.9	30.0 - 40.0
167	Cloud	Ocean	-999	Liquid	95 - 99.9	40.0 - 50.0
168	Cloud	Ocean	-999	Liquid	95 - 99.9	> 50.0
169	Cloud	Ocean	-999	Liquid	99.9 - 100	0.01 - 1.0
170	Cloud	Ocean	-999	Liquid	99.9 - 100	1.0 - 2.5
171	Cloud	Ocean	-999	Liquid	99.9 - 100	2.5 - 5.0
172	Cloud	Ocean	-999	Liquid	99.9 - 100	5.0 - 7.5
173	Cloud	Ocean	-999	Liquid	99.9 - 100	7.5 - 10.0
174	Cloud	Ocean	-999	Liquid	99.9 - 100	10.0 - 12.5
175	Cloud	Ocean	-999	Liquid	99.9 - 100	12.5 - 15.0
176	Cloud	Ocean	-999	Liquid	99.9 - 100	15.0 - 17.5
177	Cloud	Ocean	-999	Liquid	99.9 - 100	17.5 - 20.0
178	Cloud	Ocean	-999	Liquid	99.9 - 100	20.0 - 25.0
179	Cloud	Ocean	-999	Liquid	99.9 - 100	25.0 - 30.0
180	Cloud	Ocean	-999	Liquid	99.9 - 100	30.0 - 40.0
181	Cloud	Ocean	-999	Liquid	99.9 - 100	40.0 - 50.0
182	Cloud	Ocean	-999	Liquid	99.9 - 100	> 50.0
183	Cloud	Ocean	-999	Ice	0.1 - 10	0.01 - 1.0
184	Cloud	Ocean	-999	Ice	0.1 - 10	1.0 - 2.5
185	Cloud	Ocean	-999	Ice	0.1 - 10	2.5 - 5.0
186	Cloud	Ocean	-999	Ice	0.1 - 10	5.0 - 7.5
187	Cloud	Ocean	-999	Ice	0.1 - 10	7.5 - 10.0
188	Cloud	Ocean	-999	Ice	0.1 - 10	10.0 - 12.5
189	Cloud	Ocean	-999	Ice	0.1 - 10	12.5 - 15.0
190	Cloud	Ocean	-999	Ice	0.1 - 10	15.0 - 17.5
191	Cloud	Ocean	-999	Ice	0.1 - 10	17.5 - 20.0
192	Cloud	Ocean	-999	Ice	0.1 - 10	20.0 - 25.0
193	Cloud	Ocean	-999	Ice	0.1 - 10	25.0 - 30.0
194	Cloud	Ocean	-999	Ice	0.1 - 10	30.0 - 40.0
195	Cloud	Ocean	-999	Ice	0.1 - 10	40.0 - 50.0
196	Cloud	Ocean	-999	Ice	0.1 - 10	> 50.0
197	Cloud	Ocean	-999	Ice	10 - 20	0.01 - 1.0
198	Cloud	Ocean	-999	Ice	10 - 20	1.0 - 2.5
199	Cloud	Ocean	-999	Ice	10 - 20	2.5 - 5.0
200	Cloud	Ocean	-999	Ice	10 - 20	5.0 - 7.5
201	Cloud	Ocean	-999	Ice	10 - 20	7.5 - 10.0
202	Cloud	Ocean	-999	Ice	10 - 20	10.0 - 12.5
203	Cloud	Ocean	-999	Ice	10 - 20	12.5 - 15.0
204	Cloud	Ocean	-999	Ice	10 - 20	15.0 - 17.5
205	Cloud	Ocean	-999	Ice	10 - 20	17.5 - 20.0
206	Cloud	Ocean	-999	Ice	10 - 20	20.0 - 25.0
207	Cloud	Ocean	-999	Ice	10 - 20	25.0 - 30.0
208	Cloud	Ocean	-999	Ice	10 - 20	30.0 - 40.0
209	Cloud	Ocean	-999	Ice	10 - 20	40.0 - 50.0
210	Cloud	Ocean	-999	Ice	10 - 20	> 50.0
211	Cloud	Ocean	-999	Ice	20 - 30	0.01 - 1.0
212	Cloud	Ocean	-999	Ice	20 - 30	1.0 - 2.5
213	Cloud	Ocean	-999	Ice	20 - 30	2.5 - 5.0
214	Cloud	Ocean	-999	Ice	20 - 30	5.0 - 7.5
215	Cloud	Ocean	-999	Ice	20 - 30	7.5 - 10.0
216	Cloud	Ocean	-999	Ice	20 - 30	10.0 - 12.5
217	Cloud	Ocean	-999	Ice	20 - 30	12.5 - 15.0
218	Cloud	Ocean	-999	Ice	20 - 30	15.0 - 17.5
219	Cloud	Ocean	-999	Ice	20 - 30	17.5 - 20.0
220	Cloud	Ocean	-999	Ice	20 - 30	20.0 - 25.0
221	Cloud	Ocean	-999	Ice	20 - 30	25.0 - 30.0
222	Cloud	Ocean	-999	Ice	20 - 30	30.0 - 40.0
223	Cloud	Ocean	-999	Ice	20 - 30	40.0 - 50.0
224	Cloud	Ocean	-999	Ice	20 - 30	> 50.0
225	Cloud	Ocean	-999	Ice	30 - 40	0.01 - 1.0
226	Cloud	Ocean	-999	Ice	30 - 40	1.0 - 2.5
227	Cloud	Ocean	-999	Ice	30 - 40	2.5 - 5.0
228	Cloud	Ocean	-999	Ice	30 - 40	5.0 - 7.5
229	Cloud	Ocean	-999	Ice	30 - 40	7.5 - 10.0
230	Cloud	Ocean	-999	Ice	30 - 40	10.0 - 12.5
231	Cloud	Ocean	-999	Ice	30 - 40	12.5 - 15.0
232	Cloud	Ocean	-999	Ice	30 - 40	15.0 - 17.5
233	Cloud	Ocean	-999	Ice	30 - 40	17.5 - 20.0
234	Cloud	Ocean	-999	Ice	30 - 40	20.0 - 25.0
235	Cloud	Ocean	-999	Ice	30 - 40	25.0 - 30.0
236	Cloud	Ocean	-999	Ice	30 - 40	30.0 - 40.0
237	Cloud	Ocean	-999	Ice	30 - 40	40.0 - 50.0
238	Cloud	Ocean	-999	Ice	30 - 40	> 50.0
239	Cloud	Ocean	-999	Ice	40 - 50	0.01 - 1.0
240	Cloud	Ocean	-999	Ice	40 - 50	1.0 - 2.5
241	Cloud	Ocean	-999	Ice	40 - 50	2.5 - 5.0
242	Cloud	Ocean	-999	Ice	40 - 50	5.0 - 7.5
243	Cloud	Ocean	-999	Ice	40 - 50	7.5 - 10.0
244	Cloud	Ocean	-999	Ice	40 - 50	10.0 - 12.5
245	Cloud	Ocean	-999	Ice	40 - 50	12.5 - 15.0
246	Cloud	Ocean	-999	Ice	40 - 50	15.0 - 17.5
247	Cloud	Ocean	-999	Ice	40 - 50	17.5 - 20.0
248	Cloud	Ocean	-999	Ice	40 - 50	20.0 - 25.0
249	Cloud	Ocean	-999	Ice	40 - 50	25.0 - 30.0
250	Cloud	Ocean	-999	Ice	40 - 50	30.0 - 40.0

Abbildung A.14: Quelle:

<http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab>

<http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab>

251	Cloud	Ocean	-999	Ice	40 - 50	40.0 - 50.0
252	Cloud	Ocean	-999	Ice	40 - 50	> 50.0
253	Cloud	Ocean	-999	Ice	50 - 60	0.01 - 1.0
254	Cloud	Ocean	-999	Ice	50 - 60	1.0 - 2.5
255	Cloud	Ocean	-999	Ice	50 - 60	2.5 - 5.0
256	Cloud	Ocean	-999	Ice	50 - 60	5.0 - 7.5
257	Cloud	Ocean	-999	Ice	50 - 60	7.5 - 10.0
258	Cloud	Ocean	-999	Ice	50 - 60	10.0 - 12.5
259	Cloud	Ocean	-999	Ice	50 - 60	12.5 - 15.0
260	Cloud	Ocean	-999	Ice	50 - 60	15.0 - 17.5
261	Cloud	Ocean	-999	Ice	50 - 60	17.5 - 20.0
262	Cloud	Ocean	-999	Ice	50 - 60	20.0 - 25.0
263	Cloud	Ocean	-999	Ice	50 - 60	25.0 - 30.0
264	Cloud	Ocean	-999	Ice	50 - 60	30.0 - 40.0
265	Cloud	Ocean	-999	Ice	50 - 60	40.0 - 50.0
266	Cloud	Ocean	-999	Ice	50 - 60	> 50.0
267	Cloud	Ocean	-999	Ice	60 - 70	0.01 - 1.0
268	Cloud	Ocean	-999	Ice	60 - 70	1.0 - 2.5
269	Cloud	Ocean	-999	Ice	60 - 70	2.5 - 5.0
270	Cloud	Ocean	-999	Ice	60 - 70	5.0 - 7.5
271	Cloud	Ocean	-999	Ice	60 - 70	7.5 - 10.0
272	Cloud	Ocean	-999	Ice	60 - 70	10.0 - 12.5
273	Cloud	Ocean	-999	Ice	60 - 70	12.5 - 15.0
274	Cloud	Ocean	-999	Ice	60 - 70	15.0 - 17.5
275	Cloud	Ocean	-999	Ice	60 - 70	17.5 - 20.0
276	Cloud	Ocean	-999	Ice	60 - 70	20.0 - 25.0
277	Cloud	Ocean	-999	Ice	60 - 70	25.0 - 30.0
278	Cloud	Ocean	-999	Ice	60 - 70	30.0 - 40.0
279	Cloud	Ocean	-999	Ice	60 - 70	40.0 - 50.0
280	Cloud	Ocean	-999	Ice	60 - 70	> 50.0
281	Cloud	Ocean	-999	Ice	70 - 80	0.01 - 1.0
282	Cloud	Ocean	-999	Ice	70 - 80	1.0 - 2.5
283	Cloud	Ocean	-999	Ice	70 - 80	2.5 - 5.0
284	Cloud	Ocean	-999	Ice	70 - 80	5.0 - 7.5
285	Cloud	Ocean	-999	Ice	70 - 80	7.5 - 10.0
286	Cloud	Ocean	-999	Ice	70 - 80	10.0 - 12.5
287	Cloud	Ocean	-999	Ice	70 - 80	12.5 - 15.0
288	Cloud	Ocean	-999	Ice	70 - 80	15.0 - 17.5
289	Cloud	Ocean	-999	Ice	70 - 80	17.5 - 20.0
290	Cloud	Ocean	-999	Ice	70 - 80	20.0 - 25.0
291	Cloud	Ocean	-999	Ice	70 - 80	25.0 - 30.0
292	Cloud	Ocean	-999	Ice	70 - 80	30.0 - 40.0
293	Cloud	Ocean	-999	Ice	70 - 80	40.0 - 50.0
294	Cloud	Ocean	-999	Ice	70 - 80	> 50.0
295	Cloud	Ocean	-999	Ice	80 - 90	0.01 - 1.0
296	Cloud	Ocean	-999	Ice	80 - 90	1.0 - 2.5
297	Cloud	Ocean	-999	Ice	80 - 90	2.5 - 5.0
298	Cloud	Ocean	-999	Ice	80 - 90	5.0 - 7.5
299	Cloud	Ocean	-999	Ice	80 - 90	7.5 - 10.0
300	Cloud	Ocean	-999	Ice	80 - 90	10.0 - 12.5
301	Cloud	Ocean	-999	Ice	80 - 90	12.5 - 15.0
302	Cloud	Ocean	-999	Ice	80 - 90	15.0 - 17.5
303	Cloud	Ocean	-999	Ice	80 - 90	17.5 - 20.0
304	Cloud	Ocean	-999	Ice	80 - 90	20.0 - 25.0
305	Cloud	Ocean	-999	Ice	80 - 90	25.0 - 30.0
306	Cloud	Ocean	-999	Ice	80 - 90	30.0 - 40.0
307	Cloud	Ocean	-999	Ice	80 - 90	40.0 - 50.0
308	Cloud	Ocean	-999	Ice	80 - 90	> 50.0
309	Cloud	Ocean	-999	Ice	90 - 95	0.01 - 1.0
310	Cloud	Ocean	-999	Ice	90 - 95	1.0 - 2.5
311	Cloud	Ocean	-999	Ice	90 - 95	2.5 - 5.0
312	Cloud	Ocean	-999	Ice	90 - 95	5.0 - 7.5
313	Cloud	Ocean	-999	Ice	90 - 95	7.5 - 10.0
314	Cloud	Ocean	-999	Ice	90 - 95	10.0 - 12.5
315	Cloud	Ocean	-999	Ice	90 - 95	12.5 - 15.0
316	Cloud	Ocean	-999	Ice	90 - 95	15.0 - 17.5
317	Cloud	Ocean	-999	Ice	90 - 95	17.5 - 20.0
318	Cloud	Ocean	-999	Ice	90 - 95	20.0 - 25.0
319	Cloud	Ocean	-999	Ice	90 - 95	25.0 - 30.0
320	Cloud	Ocean	-999	Ice	90 - 95	30.0 - 40.0
321	Cloud	Ocean	-999	Ice	90 - 95	40.0 - 50.0
322	Cloud	Ocean	-999	Ice	90 - 95	> 50.0
323	Cloud	Ocean	-999	Ice	95 - 99.9	0.01 - 1.0
324	Cloud	Ocean	-999	Ice	95 - 99.9	1.0 - 2.5
325	Cloud	Ocean	-999	Ice	95 - 99.9	2.5 - 5.0
326	Cloud	Ocean	-999	Ice	95 - 99.9	5.0 - 7.5
327	Cloud	Ocean	-999	Ice	95 - 99.9	7.5 - 10.0
328	Cloud	Ocean	-999	Ice	95 - 99.9	10.0 - 12.5
329	Cloud	Ocean	-999	Ice	95 - 99.9	12.5 - 15.0
330	Cloud	Ocean	-999	Ice	95 - 99.9	15.0 - 17.5
331	Cloud	Ocean	-999	Ice	95 - 99.9	17.5 - 20.0
332	Cloud	Ocean	-999	Ice	95 - 99.9	20.0 - 25.0
333	Cloud	Ocean	-999	Ice	95 - 99.9	25.0 - 30.0
334	Cloud	Ocean	-999	Ice	95 - 99.9	30.0 - 40.0
335	Cloud	Ocean	-999	Ice	95 - 99.9	40.0 - 50.0

Abbildung A.15: Quelle:

<http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab>

<http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab>

336	Cloud	Ocean	-999	Ice	95 - 99.9	> 50.0
337	Cloud	Ocean	-999	Ice	99.9 - 100	0.01 - 1.0
338	Cloud	Ocean	-999	Ice	99.9 - 100	1.0 - 2.5
339	Cloud	Ocean	-999	Ice	99.9 - 100	2.5 - 5.0
340	Cloud	Ocean	-999	Ice	99.9 - 100	5.0 - 7.5
341	Cloud	Ocean	-999	Ice	99.9 - 100	7.5 - 10.0
342	Cloud	Ocean	-999	Ice	99.9 - 100	10.0 - 12.5
343	Cloud	Ocean	-999	Ice	99.9 - 100	12.5 - 15.0
344	Cloud	Ocean	-999	Ice	99.9 - 100	15.0 - 17.5
345	Cloud	Ocean	-999	Ice	99.9 - 100	17.5 - 20.0
346	Cloud	Ocean	-999	Ice	99.9 - 100	20.0 - 25.0
347	Cloud	Ocean	-999	Ice	99.9 - 100	25.0 - 30.0
348	Cloud	Ocean	-999	Ice	99.9 - 100	30.0 - 40.0
349	Cloud	Ocean	-999	Ice	99.9 - 100	40.0 - 50.0
350	Cloud	Ocean	-999	Ice	99.9 - 100	> 50.0
351	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	0.1 - 25	0.01 - 2.5
352	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	0.1 - 25	2.5 - 6.0
353	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	0.1 - 25	6.0 - 10.0
354	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	0.1 - 25	10.0 - 18.0
355	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	0.1 - 25	18.0 - 40.0
356	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	0.1 - 25	> 40
357	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	25 - 50	0.01 - 2.5
358	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	25 - 50	2.5 - 6.0
359	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	25 - 50	6.0 - 10.0
360	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	25 - 50	10.0 - 18.0
361	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	25 - 50	18.0 - 40.0
362	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	25 - 50	> 40
363	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	50 - 75	0.01 - 2.5
364	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	50 - 75	2.5 - 6.0
365	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	50 - 75	6.0 - 10.0
366	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	50 - 75	10.0 - 18.0
367	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	50 - 75	18.0 - 40.0
368	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	50 - 75	> 40
369	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	75 - 99.9	0.01 - 2.5
370	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	75 - 99.9	2.5 - 6.0
371	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	75 - 99.9	6.0 - 10.0
372	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	75 - 99.9	10.0 - 18.0
373	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	75 - 99.9	18.0 - 40.0
374	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	75 - 99.9	> 40
375	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	99.9 - 100	0.01 - 2.5
376	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	99.9 - 100	2.5 - 6.0
377	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	99.9 - 100	6.0 - 10.0
378	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	99.9 - 100	10.0 - 18.0
379	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	99.9 - 100	18.0 - 40.0
380	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Liquid	99.9 - 100	> 40
381	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	0.1 - 25	0.01 - 2.5
382	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	0.1 - 25	2.5 - 6.0
383	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	0.1 - 25	6.0 - 10.0
384	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	0.1 - 25	10.0 - 18.0
385	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	0.1 - 25	18.0 - 40.0
386	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	0.1 - 25	> 40
387	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	25 - 50	0.01 - 2.5
388	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	25 - 50	2.5 - 6.0
389	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	25 - 50	6.0 - 10.0
390	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	25 - 50	10.0 - 18.0
391	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	25 - 50	18.0 - 40.0
392	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	25 - 50	> 40
393	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	50 - 75	0.01 - 2.5
394	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	50 - 75	2.5 - 6.0
395	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	50 - 75	6.0 - 10.0
396	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	50 - 75	10.0 - 18.0
397	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	50 - 75	18.0 - 40.0
398	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	50 - 75	> 40
399	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	75 - 99.9	0.01 - 2.5
400	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	75 - 99.9	2.5 - 6.0
401	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	75 - 99.9	6.0 - 10.0
402	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	75 - 99.9	10.0 - 18.0
403	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	75 - 99.9	18.0 - 40.0
404	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	75 - 99.9	> 40
405	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	99.9 - 100	0.01 - 2.5
406	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	99.9 - 100	2.5 - 6.0
407	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	99.9 - 100	6.0 - 10.0
408	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	99.9 - 100	10.0 - 18.0
409	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	99.9 - 100	18.0 - 40.0
410	Cloud	Mod-Hi Tree/Shrub	-999	Ice	99.9 - 100	> 40
411	Cloud	Low-Mod Tree/Shrub	-999	Liquid	0.1 - 25	0.01 - 2.5
412	Cloud	Low-Mod Tree/Shrub	-999	Liquid	0.1 - 25	2.5 - 6.0
413	Cloud	Low-Mod Tree/Shrub	-999	Liquid	0.1 - 25	6.0 - 10.0
414	Cloud	Low-Mod Tree/Shrub	-999	Liquid	0.1 - 25	10.0 - 18.0
415	Cloud	Low-Mod Tree/Shrub	-999	Liquid	0.1 - 25	18.0 - 40.0
416	Cloud	Low-Mod Tree/Shrub	-999	Liquid	0.1 - 25	> 40
417	Cloud	Low-Mod Tree/Shrub	-999	Liquid	25 - 50	0.01 - 2.5
418	Cloud	Low-Mod Tree/Shrub	-999	Liquid	25 - 50	2.5 - 6.0
419	Cloud	Low-Mod Tree/Shrub	-999	Liquid	25 - 50	6.0 - 10.0
420	Cloud	Low-Mod Tree/Shrub	-999	Liquid	25 - 50	10.0 - 18.0

Abbildung A.16: Quelle:

<http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab>

<http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab>

421	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Liquid	25 - 50	18.0 - 40.0
422	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Liquid	25 - 50	> 40
423	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Liquid	50 - 75	0.01 - 2.5
424	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Liquid	50 - 75	2.5 - 6.0
425	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Liquid	50 - 75	6.0 - 10.0
426	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Liquid	50 - 75	10.0 - 18.0
427	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Liquid	50 - 75	18.0 - 40.0
428	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Liquid	50 - 75	> 40
429	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Liquid	75 - 99.9	0.01 - 2.5
430	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Liquid	75 - 99.9	2.5 - 6.0
431	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Liquid	75 - 99.9	6.0 - 10.0
432	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Liquid	75 - 99.9	10.0 - 18.0
433	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Liquid	75 - 99.9	18.0 - 40.0
434	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Liquid	75 - 99.9	> 40
435	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Liquid	99.9 - 100	0.01 - 2.5
436	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Liquid	99.9 - 100	2.5 - 6.0
437	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Liquid	99.9 - 100	6.0 - 10.0
438	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Liquid	99.9 - 100	10.0 - 18.0
439	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Liquid	99.9 - 100	18.0 - 40.0
440	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Liquid	99.9 - 100	> 40
441	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	0.1 - 25	0.01 - 2.5
442	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	0.1 - 25	2.5 - 6.0
443	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	0.1 - 25	6.0 - 10.0
444	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	0.1 - 25	10.0 - 18.0
445	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	0.1 - 25	18.0 - 40.0
446	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	0.1 - 25	> 40
447	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	25 - 50	0.01 - 2.5
448	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	25 - 50	2.5 - 6.0
449	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	25 - 50	6.0 - 10.0
450	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	25 - 50	10.0 - 18.0
451	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	25 - 50	18.0 - 40.0
452	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	25 - 50	> 40
453	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	50 - 75	0.01 - 2.5
454	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	50 - 75	2.5 - 6.0
455	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	50 - 75	6.0 - 10.0
456	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	50 - 75	10.0 - 18.0
457	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	50 - 75	18.0 - 40.0
458	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	50 - 75	> 40
459	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	75 - 99.9	0.01 - 2.5
460	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	75 - 99.9	2.5 - 6.0
461	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	75 - 99.9	6.0 - 10.0
462	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	75 - 99.9	10.0 - 18.0
463	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	75 - 99.9	18.0 - 40.0
464	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	75 - 99.9	> 40
465	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	99.9 - 100	0.01 - 2.5
466	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	99.9 - 100	2.5 - 6.0
467	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	99.9 - 100	6.0 - 10.0
468	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	99.9 - 100	10.0 - 18.0
469	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	99.9 - 100	18.0 - 40.0
470	Cloud	Low-Mod	Tree/Shru	-999	Ice	99.9 - 100	> 40
471	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	0.1 - 25	0.01 - 2.5
472	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	0.1 - 25	2.5 - 6.0
473	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	0.1 - 25	6.0 - 10.0
474	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	0.1 - 25	10.0 - 18.0
475	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	0.1 - 25	18.0 - 40.0
476	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	0.1 - 25	> 40
477	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	25 - 50	0.01 - 2.5
478	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	25 - 50	2.5 - 6.0
479	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	25 - 50	6.0 - 10.0
480	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	25 - 50	10.0 - 18.0
481	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	25 - 50	18.0 - 40.0
482	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	25 - 50	> 40
483	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	50 - 75	0.01 - 2.5
484	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	50 - 75	2.5 - 6.0
485	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	50 - 75	6.0 - 10.0
486	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	50 - 75	10.0 - 18.0
487	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	50 - 75	18.0 - 40.0
488	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	50 - 75	> 40
489	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	75 - 99.9	0.01 - 2.5
490	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	75 - 99.9	2.5 - 6.0
491	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	75 - 99.9	6.0 - 10.0
492	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	75 - 99.9	10.0 - 18.0
493	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	75 - 99.9	18.0 - 40.0
494	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	75 - 99.9	> 40
495	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	99.9 - 100	0.01 - 2.5
496	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	99.9 - 100	2.5 - 6.0
497	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	99.9 - 100	6.0 - 10.0
498	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	99.9 - 100	10.0 - 18.0
499	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	99.9 - 100	18.0 - 40.0
500	Cloud	Dark Desert		-999	Liquid	99.9 - 100	> 40
501	Cloud	Dark Desert		-999	Ice	0.1 - 25	0.01 - 2.5
502	Cloud	Dark Desert		-999	Ice	0.1 - 25	2.5 - 6.0
503	Cloud	Dark Desert		-999	Ice	0.1 - 25	6.0 - 10.0
504	Cloud	Dark Desert		-999	Ice	0.1 - 25	10.0 - 18.0
505	Cloud	Dark Desert		-999	Ice	0.1 - 25	18.0 - 40.0

Abbildung A.17: Quelle:

<http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab>

<http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab>

506	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	0.1 - 25	> 40
507	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	25 - 50	0.01 - 2.5
508	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	25 - 50	2.5 - 6.0
509	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	25 - 50	6.0 - 10.0
510	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	25 - 50	10.0 - 18.0
511	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	25 - 50	18.0 - 40.0
512	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	25 - 50	> 40
513	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	50 - 75	0.01 - 2.5
514	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	50 - 75	2.5 - 6.0
515	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	50 - 75	6.0 - 10.0
516	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	50 - 75	10.0 - 18.0
517	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	50 - 75	18.0 - 40.0
518	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	50 - 75	> 40
519	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	75 - 99.9	0.01 - 2.5
520	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	75 - 99.9	2.5 - 6.0
521	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	75 - 99.9	6.0 - 10.0
522	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	75 - 99.9	10.0 - 18.0
523	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	75 - 99.9	18.0 - 40.0
524	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	75 - 99.9	> 40
525	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	99.9 - 100	0.01 - 2.5
526	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	99.9 - 100	2.5 - 6.0
527	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	99.9 - 100	6.0 - 10.0
528	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	99.9 - 100	10.0 - 18.0
529	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	99.9 - 100	18.0 - 40.0
530	Cloud	Dark Desert	-999	Ice	99.9 - 100	> 40
531	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	0.1 - 25	0.01 - 2.5
532	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	0.1 - 25	2.5 - 6.0
533	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	0.1 - 25	6.0 - 10.0
534	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	0.1 - 25	10.0 - 18.0
535	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	0.1 - 25	18.0 - 40.0
536	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	0.1 - 25	> 40
537	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	25 - 50	0.01 - 2.5
538	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	25 - 50	2.5 - 6.0
539	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	25 - 50	6.0 - 10.0
540	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	25 - 50	10.0 - 18.0
541	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	25 - 50	18.0 - 40.0
542	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	25 - 50	> 40
543	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	50 - 75	0.01 - 2.5
544	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	50 - 75	2.5 - 6.0
545	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	50 - 75	6.0 - 10.0
546	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	50 - 75	10.0 - 18.0
547	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	50 - 75	18.0 - 40.0
548	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	50 - 75	> 40
549	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	75 - 99.9	0.01 - 2.5
550	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	75 - 99.9	2.5 - 6.0
551	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	75 - 99.9	6.0 - 10.0
552	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	75 - 99.9	10.0 - 18.0
553	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	75 - 99.9	18.0 - 40.0
554	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	75 - 99.9	> 40
555	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	99.9 - 100	0.01 - 2.5
556	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	99.9 - 100	2.5 - 6.0
557	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	99.9 - 100	6.0 - 10.0
558	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	99.9 - 100	10.0 - 18.0
559	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	99.9 - 100	18.0 - 40.0
560	Cloud	Bright Desert	-999	Liquid	99.9 - 100	> 40
561	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	0.1 - 25	0.01 - 2.5
562	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	0.1 - 25	2.5 - 6.0
563	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	0.1 - 25	6.0 - 10.0
564	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	0.1 - 25	10.0 - 18.0
565	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	0.1 - 25	18.0 - 40.0
566	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	0.1 - 25	> 40
567	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	25 - 50	0.01 - 2.5
568	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	25 - 50	2.5 - 6.0
569	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	25 - 50	6.0 - 10.0
570	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	25 - 50	10.0 - 18.0
571	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	25 - 50	18.0 - 40.0
572	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	25 - 50	> 40
573	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	50 - 75	0.01 - 2.5
574	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	50 - 75	2.5 - 6.0
575	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	50 - 75	6.0 - 10.0
576	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	50 - 75	10.0 - 18.0
577	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	50 - 75	18.0 - 40.0
578	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	50 - 75	> 40
579	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	75 - 99.9	0.01 - 2.5
580	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	75 - 99.9	2.5 - 6.0
581	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	75 - 99.9	6.0 - 10.0
582	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	75 - 99.9	10.0 - 18.0
583	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	75 - 99.9	18.0 - 40.0
584	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	75 - 99.9	> 40
585	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	99.9 - 100	0.01 - 2.5
586	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	99.9 - 100	2.5 - 6.0
587	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	99.9 - 100	6.0 - 10.0
588	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	99.9 - 100	10.0 - 18.0
589	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	99.9 - 100	18.0 - 40.0
590	Cloud	Bright Desert	-999	Ice	99.9 - 100	> 40

Abbildung A.18: Quelle:

<http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab>

<http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab>

591	Snow (theoretical)
592	UNKNOWN

Abbildung A.19: *Quelle:*
<http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab>

Abbildungsverzeichnis

1.1	Das Bild zeigt die solare Einstrahlung in Abhängigkeit von der geographischen Breite und der Jahreszeit [aus Peixoto und Oort (1992)]	2
1.2	MSG-Bild der Netto-Energiebilanz am 07. März 2006. (NettoFluss=Einfallende Solarstrahlung - reflektierte Solarstrahlung - thermische Ausstrahlung) . .	3
1.3	Das Bild zeigt die generelle globale Zirkulation. Oben im Querschnitt und unten in einer Aufsicht. [Quelle: <i>www.klima-der-erde.de</i>]	4
1.4	Das Bild zeigt schematisch die Energiebilanz der Erde [aus Kiehl und Trenberth (1997)].	5
1.5	Das Bild zeigt die räumlichen und zeitlichen Skalen von Vorgängen und Wolken in der Atmosphäre [aus Kraus (2000)].	5
2.1	Die Max-Planck Strahlungs Funktion für verschiedene Temperaturen. [aus Kraus (2000)]	11
2.2	Das Bild zeigt die Absorptionsspektren der einzelnen Gase sowie der gesamten Atmosphäre(unten) [aus Kraus (2000)].	14
2.3	Das Bild zeigt die normierte Planck-Kurve für die Sonne (5783K) und die Erde (255K) [aus Kraus (2000)].	15
3.1	(A) zeigt die Albedo der unbewölkten Atmosphäre; monatliches Mittel April 1985, Daten von ERBS und NOAA-9; (B) wie (A) nur die thermische Ausstrahlung der unbewölkten Atmosphäre [Grafik aus Ramanathan et al. (1989)]	24
3.2	Langwellige (A) und kurzwellige (B) Wolkenstrahlungseffekt im April 1986. Der Fehler liegt in den abgeleiteten Werten bei $\pm 10 \frac{W}{M^2}$, bei schneebedecktem Boden kann er höher sein [Grafik aus Ramanathan et al. (1989)]	25
3.3	Netto (CRE_{SW} , CRE_{LW}) Wolkenstrahlungseffekt im April 1986. Positive Werte übersteigen nicht $25 \frac{W}{M^2}$ [Grafik aus Ramanathan et al. (1989)] . . .	26
3.4	Netto-Wolkenstrahlungseffekt für Juli 2000 gemessen von CERES auf TRIMM [Grafik aus NASA (2001)]	28
3.5	Der zonal gemittelte Wolkenstrahlungseffekt. Oben kurzwelliger Effekt; Mitte langwelliger Effekt; Unten Nettoeffekt; (a) TOA; (b) Boden; (c) Atmosphäre [Grafik aus Kato et al. (2008)]	29
4.1	Meteosat Second Generation [Foto aus Schmetz et al. (2002)]	32

4.2	MSG-Sichtfeld [aus EUMETSAT (2001)]	32
4.3	SEVIRI Kanal 1 (0.6 μ m) am 15. August 2008 12:00 UHR UTC	34
4.4	SEVIRI Kanal 4 (3.9 μ m) am 15. August 2008 12:00 UHR UTC	35
4.5	SEVIRI Kanal 5 (6.2 μ m) und Kanal 6 (7.3 μ m) am 15. August 2008 12:00 UHR UTC	36
4.6	Normalisierte Wichtungsfunktion (X-Achse) gegen den Druck (Y-Achse in [hPa]) der Spektralen SEVIRI Kanäle 5 und 6 (6.2 μ m / 7.3 μ m) [aus Schmetz et al. (2002)]	36
4.7	Thermisches Emissionsspektrum der Erde; Emittierte Schwarzkörper Helligkeitstemperatur (EBBT [K]) gegen die Wellenzahl [cm^{-1}] mit den dazugehörigen MSG-Kanälen. [aus Schmetz et al. (2002)]	37
4.8	SEVIRI Kanal 9 (10.8 μ m) am 15. August 2008 12:00 UHR UTC	37
4.9	SEVIRI Kanal 11 (13.4 μ m) im CO ₂ -Absorptionsbereich am 15. August 2008 12:00 UHR UTC	38
4.10	SEVIRI Kanal 12 (breitbandig im solaren Spektralbereich) am 15. August 2008 12:00 UHR UTC	39
4.11	MSG Farbkombinationen im sichtbaren (links) und infraroten (rechts) am 15. August 2008 12:00 UHR UTC	39
4.12	Daten des GERB-Instrumentes. Solare Strahlungsflussdichte (oben-links); Thermische Strahlungsflussdichte (oben-rechts); Szenen Identifikation (Unten-links); optische Dicke der Wolken (Unten-rechts) am 25. März 2009 12:00 UHR UTC	41
4.13	MSG-Bild vom 26 Mai 2009 18:00 UTC (links) und die entsprechende Wolkenmaske (rechts)	43
4.14	Erd-Sonnen-Satelliten Geometrie [Aus Loeb et al. (2003b)]	44
5.1	Erdoberflächenauflösung von SEVIRI. Verschlechterung der Auflösung mit der Entfernung von dem Subsatellitenpunkt. Die Kreise geben die Pixelgröße von innen nach außen an. 3.1km, 4km, 5km, 8km und 11km (aus EUMETSAT (2001)).	51
5.2	Links ist eine Satellitenaufnahme der Ostküste der USA mit verschiedenen Wolkentypen und Eis- und Schneeuntergründen. Rechts ist ein Histogramm gezeigt, das die Einteilung von Wolken anhand Helligkeitstemperatur und Reflektivität beschreibt [aus Kidder und Vonder Haar (1995)] . .	54
5.3	MSG-Bild, das die durch den automatisierten Algorithmus markierte Wolke zeigt, in in deren gemittelter Position markiert wurde.	55
6.1	Farbbilder des betrachteten Wolkensystems; links sichtbare Farbkomposit, 26. Mai 2009 16:00 UTC; rechts infrarotes Farbkomposit, 26. Mai 2009 16:00 UTC	58
6.2	Die in Abschnitt 6.1 angegebenen physikalischen Eigenschaften als Zeitreihe während des gesamten Wolkenlebenszykluses der oben beschriebenen Wolke. Auf der X-Achse ist die Lokalzeit aufgetragen.	59

6.3	Streuplot der als unbewölkt detektierten Pixel in der hier beschriebenen Wolke mit $BT > 280$ als Kriterium gegen die EUMETSAT Wolkenmaske . .	62
6.4	Die in Abschnitt 6.1 angegebenen physikalischen Eigenschaften als Zeitreihe während des gesamten Wolkenlebenszykluses der oben beschriebenen Wolke. Auf der X-Achse ist die Lokalzeit aufgetragen. Hier mit $BT > 280K$, anstatt der Wolkenmaske	63
7.1	Wolkensystem 1 bis 3 (siehe Tabelle 7.2) aus dem Mai 2008 im sichtbaren (links) und thermischen (rechte) Komposit.	67
7.2	Wolkensystem 4 und 5 (siehe Tabelle 7.2) aus dem Mai 2008 im sichtbaren (links) und thermischen (rechte) Komposit.	68
7.3	Helligkeitstemperatur (A), kurzwelliger- (B), langwelliger- (C) und Netto-Wolkenstrahlungseffekt (D) des Wolkensystems 1.	68
7.4	Helligkeitstemperatur (A), kurzwelliger- (B), langwelliger- (C) und Netto-Wolkenstrahlungseffekt (D) des Wolkensystems 2. Die oberen vier Grafiken gehen von einer anderen Anfangswolke aus, als die letzten vier (E-H). Ab 21:00 UHR entsprechen alle Kurven eines Wolkensystems.	70
7.5	Helligkeitstemperatur (A), kurzwelliger- (B), langwelliger- (C) und Netto-Wolkenstrahlungseffekt (D) des Wolkensystems 3.	71
7.6	Helligkeitstemperatur (A), kurzwelliger- (B), langwelliger- (C) und Netto-Wolkenstrahlungseffekt (D) des Wolkensystems 4.	72
7.7	Helligkeitstemperatur (A), kurzwelliger- (B), langwelliger- (C) und Netto-Wolkenstrahlungseffekt (D) des Wolkensystems 5.	73
7.8	Wolkensystem 1 bis 3 (siehe Tabelle 7.9) aus dem August 2008 im sichtbaren (links) und thermischen (rechte) Komposit.	76
7.9	Wolkensystem 4 bis 5 (siehe Tabelle 7.9) aus dem August 2008 im sichtbaren (links) und thermischen (rechte) Komposit.	77
7.10	Helligkeitstemperatur (A), kurzwelliger- (B), langwelliger- (C) und Netto-Wolkenstrahlungseffekt (D) des Wolkensystems 1.	77
7.11	Helligkeitstemperatur (A), kurzwelliger- (B), langwelliger- (C) und Netto-Wolkenstrahlungseffekt (D) des Wolkensystems 2.	79
7.12	Helligkeitstemperatur (A), kurzwelliger- (B), langwelliger- (C) und Netto-Wolkenstrahlungseffekt (D) des Wolkensystems 3.	80
7.13	Helligkeitstemperatur (A), kurzwelliger- (B), langwelliger- (C) und Netto-Wolkenstrahlungseffekt (D) des Wolkensystems 4.	81
7.14	Helligkeitstemperatur (A), kurzwelliger- (B), langwelliger- (C) und Netto-Wolkenstrahlungseffekt (D) des Wolkensystems 5.	82
7.15	Wolkenlebenszyklus der Wolke 1 im August 2008 in einstündiger Auflösung.	84
7.16	Wolkenlebenszyklus der Wolke 2 im August 2008 in einstündiger Auflösung.	85
7.17	Reflektierte Solarstrahlung mit variierender Szenenerkennung exemplarisch an Wolke 1 im August gezeigt; (A) Zeitserie der reflektierten Solarstrahlung; (B) Differenz: RMIB-Szene - variierende Szene	87

7.18	Reflektierte Solarstrahlung mit variierender Szenenerkennung exemplarisch an Wolke 1 im August gezeigt; (A) Zeitserie der reflektierten Solarstrahlung; (B) Differenz: RMIB-Szene - variierende Szene	88
7.19	Reflektierte Solarstrahlung mit unterschiedlicher „clear sky“ Region exemplarisch an Wolke 1 im August gezeigt; (A) Zeitserie der reflektierten Solarstrahlung; (B) Differenz	89
7.20	Emittierte thermische Strahlung mit unterschiedlicher „clear sky“ Region exemplarisch an Wolke 1 im August gezeigt; (A) Zeitserie der thermischen Strahlung; (B) Differenz	89
8.1	Zugbahn der durch den automatischen Algorithmus verfolgten Wolken; Bedingungen für diese Wolken waren zeitweise kältere Oberkante als 190K, Lebensdauer zwischen 48 und 192 Stunden; innerhalb des Gebietes 20°N, 20°S, 50°W, 30°E	93
8.2	Zugbahn der durch den automatischen Algorithmus verfolgten Wolken; hier nur eine Auswahl von fünf Wolken, die zum Vergleich der Algorithmen ebenfalls manuell verfolgt wurden.	94
8.3	Zeitreihen der automatisch verfolgten Wolke 1. Ersten vier Grafiken (A,B,C,D): mit automatischem Verfahren; Letzten vier Grafiken (E,F,G,H) durch manuelles Verfahren verbessert.	95
8.4	Beispiel des Problems der falsch verfolgten Wolke. Links: 10.8µm Bild mit invertierter Farbskala der Szene der Wolke 4 im Westatlantik; Rechts: Bild mit nicht invertierter Farbskala. Weiß ist die durch den Algorithmus markierte Wolke, Schwarz ist die manuell markierte Wolke, der untere schwarze Bereich ist die „clear sky“-Fläche; 23.01.2009 20:45 UTC	96
8.5	Zeitreihen der automatisch verfolgten Wolke 2. Ersten vier Grafiken (A,B,C,D): mit automatischem Verfahren; Letzten vier Grafiken (E,F,G,H) durch manuelles Verfahren verbessert.	97
8.6	Zeitreihen der automatisch verfolgten Wolke 3. Ersten vier Grafiken (A,B,C,D): mit automatischem Verfahren; Letzten vier Grafiken (E,F,G,H) durch manuelles Verfahren verbessert.	98
8.7	Zeitreihen der automatisch verfolgten Wolke 4. Ersten vier Grafiken (A,B,C,D): mit automatischem Verfahren; Letzten vier Grafiken (E,F,G,H) durch manuelles Verfahren verbessert.	99
8.8	Zeitreihen der automatisch verfolgten Wolke 5. Ersten vier Grafiken (A,B,C,D): mit automatischem Verfahren; Letzten vier Grafiken (E,F,G,H) durch manuelles Verfahren verbessert.	100
8.9	Beispiel des Problems der falsch verfolgten Wolke. Bild mit nicht invertierter Farbskala. Weiß ist die durch den Algorithmus markierte Wolke, Schwarz ist die manuell markierte Wolke, der obere schwarze Bereich ist die „clear sky“-Fläche; 27.01.2009 15:00 UTC	101

A.1	von oben links nach unten rechts: Albedo, unbewölkte Fläche, bewölkte Fläche und Standardabweichung der Wolke 1.	iii
A.2	von oben links nach unten rechts: Albedo, unbewölkte Fläche, bewölkte Fläche und Standardabweichung der Wolke 2.	iv
A.3	von oben links nach unten rechts: Albedo, unbewölkte Fläche, bewölkte Fläche und Standardabweichung der Wolke 2.	iv
A.4	von oben links nach unten rechts: Albedo, unbewölkte Fläche, bewölkte Fläche und Standardabweichung der Wolke 3.	v
A.5	von oben links nach unten rechts: Albedo, unbewölkte Fläche, bewölkte Fläche und Standardabweichung der Wolke 4.	v
A.6	von oben links nach unten rechts: Albedo, unbewölkte Fläche, bewölkte Fläche und Standardabweichung der Wolke 5.	vi
A.7	von oben links nach unten rechts: Albedo, unbewölkte Fläche, bewölkte Fläche und Standardabweichung der Wolke 1.	vi
A.8	von oben links nach unten rechts: Albedo, unbewölkte Fläche, bewölkte Fläche und Standardabweichung der Wolke 2.	vii
A.9	von oben links nach unten rechts: Albedo, unbewölkte Fläche, bewölkte Fläche und Standardabweichung der Wolke 3.	vii
A.10	von oben links nach unten rechts: Albedo, unbewölkte Fläche, bewölkte Fläche und Standardabweichung der Wolke 4.	viii
A.11	von oben links nach unten rechts: Albedo, unbewölkte Fläche, bewölkte Fläche und Standardabweichung der Wolke 5.	viii
A.12	Quelle: http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab	ix
A.13	Quelle: http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab	x
A.14	Quelle: http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab	xi
A.15	Quelle: http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab	xii
A.16	Quelle: http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab	xiii
A.17	Quelle: http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab	xiv
A.18	Quelle: http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab	xv
A.19	Quelle: http://asd-www.larc.nasa.gov/Inversion/adm/trmm-adm-sw-type.tab	xvi

Tabellenverzeichnis

2.1	Frequenzübersicht des elektromagnetischen Spektrums	9
4.1	Die Kanäle von SEVIRI auf MSG [aus Schmetz et al. (2002)]	33
5.1	Abhängigkeit der Pixelgröße von dem VZA, nach der Abbildung 5.1 . . .	52
6.1	Darstellung des Wolkenstrahlungseffektes (CRE) für die Beispielwolke mit der Wolkenmaske als Identifikation für unbewölkte Pixel.	63
6.2	Darstellung des Wolkenstrahlungseffektes (CRE) für die Beispielwolke mit der Helligkeitstemperatur als Identifikation für unbewölkte Pixel.	64
7.1	Übersicht über die im Mai 2008 verfolgten Wolken und Wolkensysteme .	66
7.2	Uhrzeiten der oben gezeigten Wolkenbilder	66
7.3	Der Wolkenstrahlungseffekt des Wolkensystems 1 über die Zeit und Fläche integriert (oben) und über die Zeit gemittelt (unten).	69
7.4	Der Wolkenstrahlungseffekt des Wolkensystems 2 über die Zeit und Fläche integriert (oben) und über die Zeit gemittelt (unten). Die letzte Zeile gibt den Wolkenstrahlungseffekt der anderen Quellwolke an.	70
7.5	Der Wolkenstrahlungseffekt des Wolkensystems 3 über die Zeit und Fläche integriert (oben) und über die Zeit gemittelt (unten).	72
7.6	Der Wolkenstrahlungseffekt des Wolkensystems 4 über die Zeit und Fläche integriert (oben) und über die Zeit gemittelt (unten).	73
7.7	Der Wolkenstrahlungseffekt des Wolkensystems 5 über die Zeit und Fläche integriert (oben) und über die Zeit gemittelt (unten).	74
7.8	Übersicht über die im August 2008 verfolgten Wolken und Wolkensysteme	75
7.9	Uhrzeiten der oben gezeigten Wolkenbilder	75
7.10	Der Wolkenstrahlungseffekt des Wolkensystems 1 über die Zeit und Fläche integriert (oben) und über die Zeit gemittelt (unten).	78
7.11	Der Wolkenstrahlungseffekt des Wolkensystems 2 über die Zeit und Fläche integriert (oben) und über die Zeit gemittelt (unten).	79
7.12	Der Wolkenstrahlungseffekt des Wolkensystems 3 über die Zeit und Fläche integriert (oben) und über die Zeit gemittelt (unten).	80
7.13	Der Wolkenstrahlungseffekt des Wolkensystems 4 über die Zeit und Fläche integriert (oben) und über die Zeit gemittelt (unten).	81

7.14	Der Wolkenstrahlungseffekt des Wolkensystems 5 über die Zeit und Fläche integriert (oben) und über die Zeit gemittelt (unten).	82
7.15	Zusammenfassung der Einzelfehler; n2b: narrow-to-broadband conversion; r2f: radiance-to-flux conversion; Szene: Bestimmung der Szene; "clear sky",-Fläche: Bestimmung der "clear sky",-Fläche	90
7.16	Fehler der Wolkenstrahlungseffekte nach Gauß'scher Fehlerfortpflanzung	90
8.1	Vorgegebene Bedingungen zur Wolkenverfolgung	92
8.2	Übersicht über die im Januar 2009 verfolgten Wolken	94

Literaturverzeichnis

- Barkstrom, B. R., 1984. The Earth Radiation Budget Experiment (ERBE). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 65, 1170–1185.
- Bronstein, I. N., Semendjajew, K. A., Musiol, G., und Mühlig, H., 2001. *Taschenbuch der Mathematik*. Harri Deutsch Verlag, Frankfurt am Main.
- Chen, T., Rossow, W. B., und Zhang, Y., 2000. Radiative Effects of Cloud-Type Variations. *Journal of Climate*, 13, 264–286.
- Clerbaux, N., Bertrand, C., Caprion, D., Depaepe, B., nad L. Gonzalez, S. D., und Ipe, A., 2001a. Narrowband-to-Broadband Conversions for SEVIRI. Proc. EUMETSAT Meteorological Satellite Conf.
- Clerbaux, N., Bertrand, C., Dewitte, S., Gonzales, L., Ipe, A., und Nicula, B., 2003a. Estimation of TOA radiative fluxes from the GERB instrument data. *Proceedings of SPIEE*, 5152, 305–315.
- Clerbaux, N. und Dewitte, S., 2002a. RMIB GERB Processing - Scene Identification. RMIB technical Report, MSG-RMIB-GE-TN-7.
- Clerbaux, N. und Dewitte, S., 2002b. RMIB GERB Processing - SEVIRI Processing: Angular Dependency Models. RMIB technical Report, MSG-RMIB-GE-TN-8.
- Clerbaux, N. und Dewitte, S., 2002c. RMIB GERB Processing - SEVIRI Processing: Spectral Modelling. RMIB technical Report, MSG-RMIB-GE-TN-5.
- Clerbaux, N., Dewitte, S., Gonzales, L., Ipe, A., und Nicula, B., 2001b. Estimation of TOA radiative fluxes from SEVIRI: Methodology, Accuracy and Perspectives. *Proc. of the 2001 EUMETSAT Meteorological Satellite Data User's Conference, Antalya*, Seiten 69–76.
- Clerbaux, N., Ipe, A., Bertrand, C., Dewitte, S., Nicula, B., und Gonzales, L., 2003b. Evidence of azimuthal anisotropy for the thermal infrared radiation leaving the Earth's atmosphere. *Int. J. Remote Sensing*, 24, 3005–3010.
- DWD, 1987. Leitfaden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst, Nr.1, Allgemeine Meteorologie. Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main.
- EUMETSAT, 1999. Cloud processing for METEOSAT Second Generation. EUMETSAT, Darmstadt.

- EUMETSAT, 2001. Meteosat Second Generation - System Overview. EUMETSAT Technical Description EUM TD 7.
- EUMETSAT, 2002. Meteosat Second Generation - Meteorological Product Extraction and Distribution Service. EUMETSAT Technical Description EUM TD 11.
- EUMETSAT, 2007. Cloud detection for MSG - Algorithm Theoretical Basis Document. EUMETSAT, Darmstadt.
- Futyan, J., Russell, J. E., und Harries, J. E., 2004. Cloud Radiative Forcing in Pacific, African and Atlantic Tropical Convective Regions. *Journal of Climate*, 17, 3192–3202.
- Gonzales, L. und Ipe, A., 2006. RMIB GERB Products User Guide, Version 2.1. RMIB Products Userguide, MSG-RMIB-GE-UG.
- Govaerts, Y., Wagner, S., und Clerici, M., 2006. Seviri Pre-processing Toolbox. EUM/OPS-MSG/TEN/03/0011.
- Haar, T. V. und Suomi, V., 1969. Satellite Observation of the Earth's Radiation Budget. *Science*, 163.
- Harries, J. E., Russell, J. E., Hanafin, J. A., Bindley, H., Futyan, J., Rufus, J., Kellock, S., Matthews, G., Wrigley, R., Last, A., Mueller, J., Mossavati, R., Amall, J., Sawyer, E., Parker, D., Caldwell, M., Allan, P. M., Smith, A., Bates, M. J., Coan, B., Stewart, B. C., Lepine, D. R., Cornwall, L. A., Corney, D. R., Ricketts, M. J., Drummond, D., Smart, D., Cutler, R., Dewitte, S., Clerbaux, N., Gonzales, L., Ipe, A., Bertrand, C., Joukoff, A., Crommelynck, D., Nelms, N., Llewellyn-Jones, D. T., Butcher, G., L.Smith, G., Szweczyk, Z. P., Mlynczak, P. E., Slingo, A., Allan, R. P., und Ringer, M. A., 2005. The Geostationary Earth Radiation Budget Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86, 945–960.
- Hartmann, D. L. und Larson, K., 2002. An important constraint on tropical cloud - climate feedback. *Geophysical Research Letters*, 29.
- Hartmann, D. L., Moy, L. A., und Fu, Q., 2001. Tropical Convection and the Energy Balance at the Top of the Atmosphere. *Journal of Climate*, 14, 4495–4511.
- Hartmann, D. L. und Regulski, P., 2005. Convective Organization, Tropical Cyclones and Climate Sensitivity Estimates. *Journal of Climate*, (submitted).
- Ipe, A., Bertrand, C., Clerbaux, N., Dewitte, S., und Gonzales, L., 2004. Validation and homogenization of cloud optical depth and cloud fraction retrievals for GERB/SEVIRI scene identification using Meteosat-7 data. *Atmospheric Research*, 72, 17–37.
- Kato, S., Rose, F., und Charlock, T., 2005. Computation of domain-averaged irradiance using satellite-derived cloud properties. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22, 146–164.

- Kato, S., Rose, F., Rtan, D., und Charlock, T., 2008. Cloud Effects on the Meridional Atmospheric Energy Budget Estimated from Clouds and the Earth's Energy System (CERES) Data. *Journal of Climate*, 21.
- Kidder, S. Q. und Vonder Haar, T. H., 1995. *Satellite Meteorology*. Academic Press, San Diego.
- Kiehl, J. und Trenberth, K., 1997. Earth's Annual Global Mean Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 197–208.
- Klüser, L., 2006. Strahlungsbilanz der bewölkten Atmosphäre aus MSG-1 SEVIRI Daten. IFM-GEOMAR.
- Koren, I., Oreopoulos, L., Feingold, G., Remer, L., und Altaratz, O., 2008. How small is a small cloud? *Atmospheric, Chemistry and Physics*, 8, 3855–3864.
- Kraus, H., 2000. *Die Atmosphäre der Erde - Eine Einführung in die Meteorologie*. Friebr.-Vieweg und Sohn.
- Liljequist, G. und Cehak, K., 1994. *Allgemeine Meteorologie*. Friebr.-Vieweg und Sohn.
- Loeb, N., Loukachine, K., Smith, M., und Wielicki, B. A., 2003a. Angular distribution models for top-of-atmosphere radiative flux estimation from the Clouds and the Earth's Radiant Energy system instrument on the Tropical Rainfall Measuring Mission Satellite. Part II: Validation. *Journal of Applied Meteorology*, 42, 1748–1769.
- Loeb, N. G., Smith, N. M., Kato, S., Miller, W. F., Gupta, S., Minnis, P., und Wielicki, B., 2003b. Angular distribution models for top-of-atmosphere radiative flux estimation from the Clouds and the Earth's Radiant Energy system instrument on the Tropical Rainfall Measuring Mission Satellite. Part I: Methodology. *Journal of Applied Meteorology*, 42, 240–265.
- Lohmann, U. und Feichter, J., 2005. Global indirect aerosol effects: a review. *Atmospheric, Chemistry and Physics*, 5, 715–737.
- Lorenz, E. N., 1963. Deterministic Nonperiodic Flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 20.
- Menzel, W. P., 2001. Cloud Tracking with Satellite Imagery: From the Pioneering Work of Ted Fujita to the Present. *Bulletin of the American Meteorological Society*.
- NASA, 2001. CERES - Clouds and the Earth Radiant Energy System. NASA, Langley.
- NASA, 2002. AQUA - Monitoring the Earth's Water Cycle and Associated Variables from the Vantage of Space. NASA, Greenbelt.
- on Climate Monitoring, S. A. F., 2008. User Manual - Products. DWD, Offenbach.
- Peixoto, J. P. und Oort, A. H., 1992. *Physics of Climate*. AIP Press, New York.

- Petty, G. W., 2006. *A First Course in Atmospheric Radiation*. Sundog Publishing, Madison.
- Poetzsch-Heffter, C., Liu, Q., Ruprecht, E., und Simmer, C., 1995. Effect of cloud types on the earth radiation budget calculated with the ISCCP C1 data set: Methodology and initial results. *Journal of Climate*, 8, 829–843.
- Ramanathan, V., Ahmad, E., Cess, R. D., Harrison, E. F., Minnis, P., Barkstrom, B. R., und Hartmann, D. L., 1989. Cloud-radiative forcing and climate: results from the earth radiation budget experiment. *Science*, 243:4887, 57–63.
- Rossow, W. B. und Schiffer, R. A., 1991. ISCCP Cloud Data Products. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 72(1), 2–20.
- Schmetz, J., Tjemkes, S., Gube, M., und van de Berg, L., 1997. Monitoring Deep Convection and convective overshooting with Meteosat. *Advanced Space Research*, 19(3), 433–441.
- Schmetz, J. P., Pili, P., Tjemkes, S., Just, D., Kerkmann, J., Rota, S., und Ratier, A., 2002. An Introduction to Meteosat Second Generation (MSG). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83, 977–992.
- Schmid, J., 2000. The SEVIRI Instrument. *Proc. of the 2000 EUMETSAT Meteorological Satellite Data User's Conference, Bologna, Italy*, Seiten 13–32.
- Schröder, M., König, M., und Schmetz, J., 2009. Deep convection observed by the Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager on board Meteosat 8: Spatial distribution and temporal evolution over Africa in summer and winter 2006. *Journal of Geophysical Research*, 114.
- Suttles, J. und Coauthors, 1988. Angular radiation models for earth-atmosphere systems. *NASA Report*, 1184, 114.
- Tjemkes, S. A., 2005. On the Conversion from Radiances to Equivalent Brightness temperatures. <http://www.eumetsat.int>.
- v. Storch, H. und Zwiers, F. W., 1999. *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Wielicki, B., Backstrom, B., Harrison, E., III, B. L., Smith, G. L., und Cooper, J., 1996. Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): An Earth Observing System experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 853–868.

Danksagung

Mein Dank gilt allen, die mich bei der Anfertigung dieser Arbeit unterstützt haben.

Herrn Prof. Dr. A. Macke danke ich vielmals für die Vergabe des Themas, die Betreuung der Arbeit sowie die sehr gute Arbeitsatmosphäre.

Der Arbeitsgruppe „Wolken und Strahlung“ danke ich für die zahlreichen Tipps und Anregungen sowie für die netten Arbeitsgruppentreffen, die fröhlichen Stammtische und die wunderbare Zeit.

Bei Herrn Dr. Thomas Martin möchte ich mich für die Unterstützung der MSG-Datenverwaltung bedanken, bei der er mir jederzeit hilfreich zur Seite stand.

Bei Lars Klüser bedanke ich mich für die nicht enden wollende Hilfe bei IDL-Problemen sowie kleinen und großen Anregungen bei der Arbeit mit Meteosat.

Isabell Kasztelan danke ich für die Tipps zur Rechtschreibung und Grammatik.

Ebenso danke ich der gesamten Abteilung Maritime Meteorologie für das gute Arbeitsklima und die vielfältige Unterstützung.

Ebenfalls bedanke ich mich bei Marc Schröder, für die Bereitstellung seines Wolkenverfolgungsalgorithmuses.

Außerdem möchte ich mich bei meinen Eltern bedanken, die mich während meines gesamten Studium unterstützt haben.

Erklärung

Hiermit bestätige ich, dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

Ich versichere, dass diese Arbeit noch nicht zur Erlangung eines Diplomgrades an anderer Stelle vorgelegen hat.

Kiel, August 2009

(Timo Hanschmann)